

RAPPORT DE STAGE

Master de Physique Environnement, Atmosphère, Radioprotection (EAR)

Imagerie satellitaire appliquée à la cartographie des aérosols en Guyane

Maîtres de stage : Kathy Panechou-Pulcherie Laurent Linguet

SOUTENU LE 15 SEPTEMBRE 2011 PAR CHRISTOPHE ANSELMO Schristophe.anselmo@gmail.com

Remerciements

Ce travail a été effectué en partenariat avec l'Observatoire Régional de l'Air de Guyane¹ et l'Institut de Recherche pour le Developpement de Cayenne² dans l'unité UMR Espace-Dev. Je tiens à remercier tout particulièrement Madame Kathy Panechou-Pulcherie, directrice de l'ORA Guyane pour m'avoir permis de réaliser ce stage pendant six mois ainsi que Monsieur Rodolphe Sorps, président de l'ORA de Guyane. Je remercie également Monsieur Laurent Linguet, maître de conférence à l'Université des Antilles et de la Guyane (UAG).

Un grand merci à Marie-Line Gobinddass pour l'intérêt qu'elle a su porter à mon travail. Je tiens à remercier également Christophe Charron responsable de l'UMR Espace-Dev à Cayenne pour m'avoir très bien accueilli et plus généralement, un merci à toute l'unité UMR Espace-Dev ainsi que Jean-Marie Fotsing, directeur du centre IRD Cayenne.

Un merci également à Didier Tanré du laboratoire d'optique atmosphérique de Lille pour avoir répondu à mes questions sur l'inversion des mesures GOES en épaisseurs optiques.

Merci à Rodney Pansa pour sa bonne humeur et pour avoir partagé ses connaissances sur les appareillages de mesure de l'ORA. Je tiens également à remercier mes collègues de stages : Adrien André et Yi Moua qui ont permis d'avoir une bonne ambiance de travail.

^{1.} http://www.ora-guyane.org/

^{2.} http://www.cayenne.ird.fr/

Table des matières

In	trod	uction 1
	Pour	rquoi s'intéresser aux aérosols
	Obje	ectif de l'étude $\ldots \ldots 2$
1	Cor	atexte de la Cuvane
т	1 1	La zone de convergence intertropicale
	1.1	Variabilité temperalle des épisodes de poussières
	1.2	Variabilité temporene des episodes de poussieres
	1.3	Variabilité temporelle et spatiale des transports de poussieres
2	Pro	priétés des aérosols désertiques transportés 8
	2.1	Qu'appelle-t-on aérosol atmosphérique?
		2.1.1 Généralités
		2.1.2 Classification des aérosols
	2.2	Propriétés microphysiques
		2.2.1 Granulométrie des aérosols
		2.2.2 Forme des particules
		2.2.3 Composition chimique ou minéralogique 10
	23	Propriétés optiques
	2.0	$\begin{array}{c} 231 \text{Épaissour optique} \end{array} $
		2.3.1 Epaisseur optique
		2.3.2 Albedo de diffusion simple
		2.3.3 Fonction de Phase 12
3	Que	elques généralités sur la télédétection des aérosols 14
	3.1	Télédétection passive depuis le sol
		3.1.1 Le photomètre solaire
	3.2	Télédétection passive depuis l'espace
		3.2.1 Geométrie
		3.2.2 Méthodes d'estimation de l'épaisseur optique des aérosols
	33	Données issues de satellites actifs 17
	0.0	3.3.1 Satellites à orbite polaire
		3.3.2 Satellites geostationnaires
4	Dor	nnées et mesures 20
	4.1	Mesures in situ de qualité de l'air
		4.1.1 TEOM
	4.2	Les observations spatiales
		4.2.1 MODIS sur Terra & Aqua
		4.2.2 Imager sur GOES
	4.3	4.2.2 Imager sur GOES

	4.4	4.3.2 Synthe	Météo-France	26 26
5	Mét	hodes	d'estimation de la concentration au sol et résultats	27
	5.1	Applic	ation par régression linéaire simple	28
	-	511	Variation de la taille de la fenêtre spatiale autour de la station	28
		5.1.2	Influence de la période d'échantillonnage	$\frac{-0}{29}$
	52	Résult	ate	31
	5.2	Applie	aus	30
	0.0	E 9 1	Aion par regression multiple	04 20
		0.0.1 F 9 0	Ajout de données météorologiques	ა2 იე
	F 4	5.3.2 ń 1	Prise en compte du jour de l'année	33
	5.4	Evalua	ation des incertitudes et discussion	34
		5.4.1	Origine des incertitudes	34
		5.4.2	Discussion	34
Co	onclu	sion		35
Sy	mbo	\mathbf{les}		36
\mathbf{A}	Моу	venne (de l'AOT MODIS Aqua	37
в	Rela	ation e	entre PM et AOT	38
С	Séri	es tem	porelles des concentrations estimées au-dessus de cinq villes de Guyane	39
	C.1 C.2	Serie 1 Serie 2	- Cayenne	$\begin{array}{c} 40\\ 43 \end{array}$
D	AAS	SQA		46
Ré	eférei	nces		48

Introduction

Les poussières minérales sont principalement produites par l'érosion éolienne des surfaces désertiques. Ainsi, ces aérosols sont issus pour l'essentiel des régions arides et semi-arides du globe, d'où l'appellation d'aérosols désertiques. Ils peuvent être injectés verticalement dans l'atmosphère grâce aux turbulences des écoulements d'air et de ce fait, résider longtemps dans l'atmosphère. La durée de vie des aérosols désertiques dans l'atmosphère est très variable. Dans certaines conditions, ces aérosols peuvent avoir un temps de résidence dans l'atmosphère supérieur à une dizaine de jours. Une fois émises dans l'atmosphère, sous l'action des vents, les particules peuvent alors être transportées à très grande distance. La figure 1 résume les principales directions de transport des aérosols minéraux dans le monde ainsi que les vents dominants pouvant influencer ces transports. Les panaches d'aérosols minéraux émis depuis le nord de l'Afrique sont principalement transportés par les masses d'air suivant trois trajectoires :

- en direction de l'ouest en traversant l'océan Atlantique. l'Amérique du Nord est impactée en été, l'Amérique du Sud en hiver.
- en direction du nord par dessus la mer Méditerranée jusqu'au sud de l'Europe et même parfois jusqu'au nord de l'Europe
- en direction de l'est au-dessus d'une partie la mer Méditerranée et jusqu'au Moyen Orient.



Figure 1 – Principales trajectoires du transport des aérosols minéraux. Adapté de Earth's Dynamic Systems Web Edition 1.0 et (Kellogg & Griffin, 2006)

De par sa position géographique, pendant une certaine période de l'année, la Guyane est située sur la trajectoire des masses d'air chargées en aérosols désertiques. La circulation atmosphérique est le paramètre ayant la plus grande influence.

Pourquoi s'intéresser aux aérosols

Les aérosols ont une influence dans de nombreuses thématiques. Premièrement, les phénomènes liés aux aérosols les plus perceptibles par l'homme sont la réduction de la visibilité due à la diffusion du rayonnement et le caractère salissant des poussières. Deuxièmement, bien moins perçu par l'être humain, vient la qualité de l'air et les effets sur le système climatique.

Les aérosols d'origine désertique ont un impact sanitaire avéré (Prospero et al., 2008). Leur toxicité est liée à la granulométrie des particules mais également à la nature des polluants transportés. Plus les particules inhalées sont petites, plus elles sont potentiellement nocives. Elles peuvent déclencher une réaction défensive : l'inflammation. Les inflammations locales des voies respiratoires peuvent être accompagnées de graves conséquences chez les personnes à risque comme les enfants, les asthmatiques et les personnes âgées : toux et expectorations chroniques, bronchite, asthme, dyspnée, fibrose et autres maladies des voies respiratoires et du système cardio-vasculaire. Les aérosols peuvent véhiculer à leur surface des substances toxiques (bactéries, champignons, pesticides...) pouvant passer la barrière air/sang au niveau des alvéoles pulmonaires. Certains écosystèmes sont aussi affectés. Les récifs coralliens des caraïbes ont subi un fort déclin depuis fin des années 1970, une période qui coïncide avec d'importantes augmentations du transport transatlantiques de poussières désertiques (Shinn et al., 2000).

Les aérosols sont aujourd'hui l'une des sources d'incertitudes majeures sur l'évolution du climat du fait de leur complexité (Schwartz & Andreae, 1996). Ils interviennent directement en diffusant ou en absorbant le rayonnement. Ils modifient ainsi à la fois la quantité d'énergie à la surface du globe et dans les différentes couches de l'atmosphère. Ils agissent également de façon indirecte, via les nuages. Certains aérosols servent de noyaux de condensation à la vapeur d'eau, contrôlant ainsi la taille et le nombre de gouttelette des nuages. L'albédo des nuages et même leur durée de vie s'en retrouvent alors affectés.

Outre les impacts sur la qualité de l'air et sur le climat, les aérosols jouent d'autres rôles significatifs au sein de notre planète. Environ 40 millions de tonnes de poussières sont transportées chaque année du Sahara au bassin amazonien et participent à la fertilisation de la forêt tropicale (Koren et al., 2006). Étant constituées principalement d'argile, de feldspaths et de quartz, les poussières désertiques présentent des teneurs élevées en silicium, calcium, fer et phosphore et apportent donc un effet bénéfique en leur lieu de déposition. Il a été démontré que les poussières minérales pouvaient avoir une activité photocatalytique dans l'atmosphère. Le dioxyde de titane (TiO₂) contenu dans les particules participerait ainsi à la diminution des concentrations atmosphériques en dioxyde d'azote et donc en ozone troposphérique (Ndour et al., 2008). Tous les processus et impacts des aérosols atmosphériques ne peuvent être décrits ici tant ils sont nombreux.

Objectif de l'étude

L'observatoire régional de l'air de Guyane analyse en continu les concentrations massiques en aérosol au moyen de deux stations (une fixe et une mobile). La mesure des concentrations est une manière commune pour quantifier la quantité de particules présentes dans l'atmosphère et est utilisée comme un standard pour évaluer la qualité de l'air. Cependant, ces stations de mesure se révèlent être insuffisantes en nombre devant la forte variabilité spatio-temporelle des aérosols pour assurer la quantification des particules sur l'ensemble de la région. Dans un tel contexte, l'utilisation de la télédétection spatiale pour la surveillance de la pollution de l'atmosphère en aérosols s'avère être un outil adapté dans les zones dépourvues de mesures.

Dans un premier temps, l'objectif de cette étude est de rassembler les données nécessaires pour l'observation des aérosols en Guyane. Si ces données n'existent pas, il s'agira de mettre en œuvre un outil de télédétection. Dans un second temps, d'établir une relation entre les mesures *in situ* et les mesures satellites. D'un point de vue physique, cela se rapporte à faire une corrélation entre des mesures de prélèvement au sol (concentrations massiques effectuées par micro-pesée après assèchement de l'air) et des mesures de télédétection des aérosols sur une colonne atmosphérique (signal électromagnétique ayant interagi avec les particules le long de son parcours). Si ce lien est établi, cela devrait permettre d'exploiter les données satellites par modélisation inverse ³ pour cartographier une concentration au sol sur l'ensemble de la Guyane.

Ce rapport est divisé en cinq parties. Le **premier chapitre** présente le contexte scientifique lié particulièrement à la position géographique de la Guyane. Le **second chapitre** est une courte introduction des notions d'optique physique pour la télédétection des aérosols. Y sont présentées également les propriétés microphysiques qui ont généralement une influence sur les propriétés optiques. Le **troisième chapitre** est centré principalement sur la télédétection passive des aérosols. Les différentes techniques existantes sont présentées ainsi que les satellites en activité. Un choix d'instruments sera alors opéré pour répondre aux critères de cette étude. Le **quatrième chapitre** présente l'ensemble des données utilisées ainsi que certains traitements préliminaires effectués. Et enfin le **cinquième chapitre** présente les méthodes et les résultats de corrélation entre les mesures au sol et les mesures satellitaires pour *in fine* estimer les concentrations en aérosols sur le sol guyanais.

^{3.} Modélisation inverse : procédé mathématique selon lequel les données entrées dans un modèle sont estimées d'après le résultat observé, plutôt que l'inverse.

Chapitre 1

Contexte de la Guyane

Les poussières impactant la Guyane sont principalement produites par l'érosion éolienne des surfaces arides et semi-arides de l'Afrique de l'Ouest. Situé au nord-est du Lac Tchad, la dépression de Bodélé est un lieu unique où environ 40 millions de tonnes de poussières sont transportées annuellement vers le bassin amazonien, un passage étroit entre deux chaînes de montagnes dirige et accélère les vents de surface permettant le déplacement d'importantes masse d'air mettant en suspension des particules (Koren et al., 2006).



Figure 1.1 – [à gauche] Tempête de poussières issue de la dépression de Bodélé le 2 Janvier 2007. [à droite] Transport de poussières au-dessus de l'Atlantique et de l'Afrique de l'Ouest le 27 Février 2011. Ces compositions sont obtenues à partir des spectromètres MODIS à bord de Aqua et Terra à gauche et à droite respectivement (Bandes spectrales 1, 4 et 3 (670 nm, 565 nm et 479 nm))

Sur la figure 1.1 de gauche, de la poussière blanche se dirigeant vers l'ouest peut être vu par le satellite de la NASA : Aqua. Une fois mis en suspension dans l'atmosphère, les aérosols peuvent alors traverser l'Atlantique (figure 1.1 à droite). Ensuite, les particules sédimentent progressivement durant leur transport, le dépôt peut être sec ou humide, tout dépend des situations climatiques.

1.1 La zone de convergence intertropicale

La zone de convergence intertropicale (ZCIT) est formée par la convergence des masses d'air chaudes et humides provenant des tropiques portées par les alizés des deux hémisphères. La convergence provoque l'ascension de l'air résultant en une zone de basse pression. Une vaste bande de nuages convectifs se forme et entraîne d'abondantes précipitations. Les principales forêts tropicales humides se trouvent dans cette zone. La localisation de la zone de convergence intertropicale oscille autour de l'équateur météorologique, passant de l'hémisphère nord à l'hémisphère sud et vice-versa selon un rythme annuel, suivant la déclinaison du Soleil. L'équateur météorologique est la position moyenne du creux barométrique et se situe autour de 5°N (*Meteorological Equator*, 2011). Le transport des aérosols désertiques émis depuis l'Afrique dépend donc de cette circulation atmosphérique. Toutefois, l'activité de la ZCIT n'est ni continue ni régulière, que ce soit en étendue ou en intensité. La largeur de cette zone, de quelques centaines de kilomètres en moyenne, varie considérablement dans le temps et l'espace (*Zone de convergence intertropicale - Météo-France*, 2011).

1.2 Variabilité temporelle des épisodes de poussières

L'ORA de Guyane dispose de deux analyseurs TEOM¹ pour mesurer les particules (PM₁₀ et PM_{2.5}) et de trois analyseurs gaz (SO₂, NO₂ et O₃) dans la station de Cayenne. Une station mobile est équipée des mêmes analyseurs à l'exception du TEOM PM_{2.5}. Les concentrations mesurées sont archivées depuis le 12 Mars 2002 pour les PM₁₀ (particules dont le diamètre est inférieur à 10 μ m) et depuis le 10 Juillet 2010 pour les PM_{2.5} (diamètre < 2,5 μ m). Les données mesurées mettent en évidence des pics de concentration en PM₁₀ relativement périodiques (figure 1.2). Chaque année, nous distinguons une saison avec une forte concentration d'aérosol dans l'atmosphère à une saison avec une faible teneur en aérosols.



Figure 1.2 – Concentrations massiques ($\mu g.m^{-3}$) en PM₁₀ et PM_{2.5} sur la période 2002 - 2011

Sur la figure 1.3, les mêmes données que précédemment sont représentées sous une autre forme laissant apparaître plus clairement les variations au sein d'une année. Un lissage est effectué sur la moyenne et sur les écarts-type pour plus de clarté. À titre de comparaison, les concentrations de dioxyde d'azote² (NO₂) sont aussi représentées afin de démontrer que le trafic automobile situé à

^{1. &}quot;Tapered Element Oscillating Microbalance", présenté dans la section 4.1.1

^{2.} Les oxydes d'azote sont émis principalement par la combustion.

proximité de la station n'est pas responsable des hausses de PM_{10} sur le premier semestre. En effet, les concentrations de NO_2 apparaissent stable tout au long de l'année et démontrent donc un trafic plutôt régulier.



Figure 1.3 – Variabilité saisonnière des épisodes de brume. Il s'agit d'une moyenne de toutes les séries annuelles de concentration de PM_{10} , de $PM_{2.5}$ et de NO_2 sur une année civile. Les concentrations en $PM_{2.5}$ et NO_2 sont également tracées à titre de comparaison. Les lissages sont effectués avec une moyenne glissante sur 20 jours, les écarts type sont également lissés sur la même période

1.3 Variabilité temporelle et spatiale des transports de poussières

L'application web Giovanni (http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni) permet une visualisation globale des aérosols sur une carte maillée à 1° géographique de côté. Il est possible, par cette interface, de tracer sur une période et une fenêtre spatiale choisies l'épaisseur optique dérivée des instruments MODIS³. Nous pouvons donc visualiser sur la figure 1.4 les cartographies des épaisseurs optiques sur deux périodes distinctes de l'année 2010. La première sur une période impactant la Guyane (Mars - Avril) et la seconde sur une période ne l'impactant pas (Juillet - Septembre). Nous observons clairement le départ des poussières désertiques de l'Afrique de l'Ouest traversant l'Atlantique dans les deux cas mais à la différence que les panaches convergent vers des latitudes différentes. L'oscillation de la zone intertropicale de convergence va donc impacter l'arc Antillais sur la seconde période.

^{3.} Moderate-resolution imaging spectroradiometer



Mars à Avril 2010

Figure 1.4 – Cartographie de l'épaisseur optique (τ_A à 550 nm) dérivé de l'instrument MODIS à bord du satellite Aqua sur la période Mars-Avril en haut et Juillet-Septembre en bas (fichiers sources : MYD08). L'échelle de couleur représente l'épaisseur optique (sans unité)

Chapitre 2

Propriétés des aérosols désertiques transportés

2.1 Qu'appelle-t-on aérosol atmosphérique?

2.1.1 Généralités

Les aérosols désignent des particules en suspension dans l'air en phase liquide, solide ou les deux, présentant une vitesse limite de chute négligeable. La particule est maintenue en équilibre entre l'influence de la pesanteur et la résistance du fluide qui l'entoure. Dans les conditions normales, elles ont des dimensions comprises entre quelques fractions de nanomètre et 100 μ m. Au-dessus de ces valeurs, les particules ne sont plus maintenues en suspension par la résistance de l'air et chutent en fonction de leur densité. Les aérosols sont distingués de la phase condensée de l'eau atmosphérique (cristaux de glace, gouttes de nuage ou de pluie). En toute rigueur, l'aérosol est un système diphasique formé par des particules et le gaz porteur. Mais dans la pratique "aérosol" est souvent synonyme de "particule".

2.1.2 Classification des aérosols

Parmi les nombreuses classifications existantes, nous pouvons citer la distinction des aérosols faite suivant leur composition chimique : aérosols organiques ou inorganiques, aérosols **minéraux** (ou "poussières"), particules de suie, aérosols carbonés, etc. Il est possible de classer les aérosols suivant leur lieu de formation : aérosols **désertiques**, marins, volcaniques, urbains, ruraux, polaires, troposphériques ou stratosphériques, etc. ; par émetteur : aérosols anthropogéniques ou **naturels**. Ou encore suivant leur processus de formation : aérosols **primaires** (émis directement sous forme solide) ou aérosols secondaires, c'est à dire les aérosols formés *a posteriori* des processus d'émission par nucléation ou par condensation/évaporation dans l'atmosphère.

2.2 Propriétés microphysiques

2.2.1 Granulométrie des aérosols

La granulométrie (distribution en taille des particules) est un élément important qui influe sur l'ensemble des paramètres optiques de l'aérosol. Cette distribution dépend de la source des aérosols. Ses variations peuvent être fortes même s'il s'agit des aérosols de même type. Dans le cas des aérosols désertiques transportés au-dessus de l'Atlantique, cette distribution va évoluer au cours du temps, les particules les plus lourdes sédimenteront plus rapidement (Pierangelo, 2005). Dans le cas d'un aérosol hydrophile, une augmentation de l'humidité relative est souvent accompagnée d'une augmentation de la taille des particules. La granulométrie des aérosols est définie dans le cas d'une distribution en nombre par :

$$n(r) = \frac{dN(r)}{dr} \tag{2.1}$$

Où N(r) est le nombre d'aérosols en fonction du rayon r. L'information sur une population d'aérosols peut être fournie en distribution massique dM(r)/dr ou encore en distribution volumique dV(r)/dr comme c'est le cas dans les mesures d'inversion AERONET (figure 2.1). La correspondance d'un type de distribution à un autre peut se faire par l'intermédiaire de l'équation suivante en admettant des particules sphériques et homogènes :



 $\begin{array}{l} \mbox{Figure 2.1}-\mbox{Exemple de distribution volumique des aérosols obtenus par inversion des mesures photométrique. (AE-RONET http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/optical_properties.html) \end{array}$

2.2.2 Forme des particules

A l'échelle macroscopique, il est d'usage d'approximer les aérosols à une forme sphérique bien qu'à l'échelle microscopique cela soit rarement le cas sauf dans le cas de gouttelette. La description de la réalité est bien trop complexe pour être modélisée à grande échelle (exemple sur la figure 2.2). L'humidité relative joue une fois de plus un rôle bien particulier : des aérosols de forme cubique peuvent se transformer en des formes sphériques lors de conditions de forte humidité (Kokhanovsky, 2008). Il existe toutefois un compromis entre l'approximation sphérique et une description impossible de la réalité : l'utilisation de sphéroïdes, soit allongés de type "ballon de rugby", soit aplatis de type "disque" ou encore d'ellipsoïde scalène avec les trois rayons inégaux, etc. (e.g. Meng et al., 2010).



Figure 2.2 – Particules désertiques prélevées en Guyane observées au microscope électronique (Jack Molinie, UAG)

2.2.3 Composition chimique ou minéralogique

Les poussières désertiques sont principalement constituées d'argile, de feldspaths, de quartz, et présentent des teneurs élevées en silicium, calcium, fer et phosphore. La composition minéralogique des particules dépend fortement des régions sources. Lors de leur transport en atmosphère sèche, même à grande distance, leur composition minéralogique n'en est pas affectée. Par exemple, en utilisant le rapport des teneurs entre illite et kaolinite, il devient possible de déterminer la zone d'où proviennent ces poussières (Caquineau, 1997). En anticipant la partie sur les propriétés optiques, l'indice de réfraction complexe \tilde{n} est le paramètre directement lié à cette composition minéralogique. Lors de l'interaction d'une particule avec le rayonnement, l'indice de réfraction porte l'information sur sa composition chimique. Les aérosols peuvent être soumis à la condensation, processus faisant évoluer la taille et la composition chimique des aérosols dans une population d'aérosols. L'augmentation de l'humidité relative modifie ainsi l'indice de réfraction d'un aérosol, le faisant tendre vers celui de l'eau ($\simeq 1,33$ dans le domaine du visible) (Kokhanovsky, 2008).

2.3 Propriétés optiques

Les propriétés optiques sont nécessaires pour décrire l'effet des aérosols sur le rayonnement. L'intensité du flux de rayonnement électromagnétique collecté par l'instrumentation au sol ou à bord d'un satellite peut ainsi traduire le contenu en aérosols d'une colonne atmosphérique via les propriétés optiques. Pour les gaz, l'extinction est régie par les spectres atomiques des gaz. L'extinction est une somme de la contribution des transitions vibrationnelles, rotationnelles et électroniques de la molécule interagissant avec le rayonnement. Pour les aérosols, la diffusion et l'absorption ont une dépendance spectrale régie par la taille des particules, la forme, l'indice de réfraction des particules (et donc de la composition), et ont une dépendance angulaire entre la source et le rayonnement diffusé.

Le coefficient d'extinction est une mesure de l'atténuation du rayonnement solaire due à la diffusion et à l'absorption par les particules, $k_{\text{ext}} = k_{\text{diff}} + k_{\text{abs}}$. Ce coefficient dépend de la longueur d'onde et de la distribution en taille des particules n(r) et de leur composition chimique via l'indice de réfraction \tilde{n} . Les coefficients k ont pour unité le km^{-1} . Si σ_{ext} est la section efficace d'extinction pour une particule individuelle alors :

$$k_{\text{ext}}(\lambda) = \int_0^\infty \sigma_{\text{ext}}(\tilde{n}, r, \lambda) n(r) dr$$
(2.3)

Dans l'extinction, le phénomène d'absorption est rarement prépondérant par rapport au phénomène de diffusion, sauf pour des compositions chimiques caractéristiques. Les poussières désertiques sont très absorbantes pour l'infrarouge solaire ou tellurique. Le carbone suie est très absorbant sur une grande partie du spectre. Cette variation des propriétés d'absorption et de diffusion de la matière est rendue au travers de l'indice de réfraction complexe $\tilde{n}(\lambda) = n_{\rm re}(\lambda) + in_{\rm im}(\lambda)$. La partie complexe retraduit la propriété d'absorption alors que la partie réelle retraduit la propriété de diffusion de la matière. La figure 2.3 donne un aperçu des coefficients d'extinction, de diffusion et d'absorption pour le modèle d'aérosol MITR. Ce modèle calculé par un code de Mie provient de la base de données *Optical Properties of Aerosol and Clouds data base* (OPAC) (Hess, Koepke, & Schult, 1998). Il décrit un modèle de poussières loin de leur source d'émission. Dans le visible, la diffusion est prépondérante vis-à-vis de l'absorption.



Figure 2.3 – Dépendance spectrale de la diffusion, de l'absorption et de l'extinction pour le type d'aérosol MITR de la base de données OPAC (MIneral-TRansported)

2.3.1 Épaisseur optique

L'épaisseur optique est un nombre sans dimension représentant l'atténuation du rayonnement solaire due à la diffusion et à l'absorption des particules sur une colonne atmosphérique. Ce paramètre renseigne le contenu en aérosols de l'atmosphère. Noté τ_A ou AOT (pour Aerosol Optical Thickness), l'épaisseur optique des aérosols est définie pour une longueur d'onde comme l'intégration du coefficient d'extinction k_{ext} entre la surface et le sommet de l'atmosphère (notée TOA pour Top Of Atmosphere) :

$$\tau_{\rm A}(\lambda) = \int_0^{\rm TOA} k_{ext}(z,\lambda) dz \tag{2.4}$$

La dépendance spectrale de l'épaisseur optique apporte un renseignement sur la taille des particules via le coefficient d'Angström α . Si l'épaisseur optique des aérosols est mesurée à deux longueurs d'onde (λ_1 et λ_2), le coefficient α peut être déterminé par :

$$\frac{\tau_{\rm A}(\lambda_1)}{\tau_{\rm A}(\lambda_2)} = \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)^{-\alpha} \tag{2.5}$$

Plus la dépendance spectrale de l'épaisseur optique est grande, plus le coefficient d'angström est grand et plus les particules sont petites. Mais α n'est qu'un indicateur grossier de la taille des particules. Il faut noter que plus les valeurs d'épaisseur optique sont faibles, moins les valeurs de coefficient

d'Angström sont fiables.

2.3.2 Albédo de diffusion simple

L'albédo de diffusion simple sert à traduire les effets radiatifs d'un type d'aérosols en distinguant la part responsable de la diffusion dans l'extinction du rayonnement. En d'autre terme cela représente la probabilité qu'un photon soit diffusé ou absorbé lors de l'interaction avec un aérosol. Noté ω_0 et sans unité, l'albédo de diffusion simple correspond au rapport entre le coefficient de diffusion k_{diff} et le coefficient d'extinction k_{ext} d'un ensemble de particules à une longueur d'onde donnée :

$$\omega_0(\lambda) = \frac{k_{\text{diff}}}{k_{\text{diff}} + k_{\text{abs}}} = \frac{k_{\text{diff}}}{k_{\text{ext}}}$$
(2.6)

Plus un aérosol sera absorbant, plus la partie imaginaire de l'indice de réfraction sera grande et plus ω_0 sera proche de 0. L'aérosol aura tendance à stocker l'énergie reçue et à réchauffer l'atmosphère. En revanche, pour un aérosol non absorbant, ω_0 tendra vers 1. L'énergie reçue sera presque entièrement diffusée. Sur la figure 2.4 est représenté l'albédo de diffusion en fonction de la longueur d'onde (de l'UV jusqu'à l'infrarouge) pour trois types de particules. Dans le visible, les particules désertiques transportées ont un albédo de diffusion simple proche de 0,9. Les particules de suie semblent très absorbantes sur tout le spectre. Ainsi les propriétés d'absorption sont directement liées à la composition chimique de l'aérosol et à son indice de réfraction.



Figure 2.4 – Albédo de diffusion en fonction de la longueur d'onde pour différents type d'aérosol provenant de la base de données OPAC. Les trois modèles d'aérosols sont les minéraux transportés (MITR), Les suies (SOOT) et les aérosols marins (SSAM)

2.3.3 Fonction de Phase

La fonction de phase $P(\Theta)$ caractérise le processus de diffusion et représente la distribution statistique des photons renvoyés en fonction de l'angle de diffusion Θ entre la direction du rayonnement incident et celle du rayonnement diffusé (figure 2.5). Son unité est le sr^{-1} . L'angle de diffusion est égal à 0° en diffusion vers l'avant et est égal à 180° en rétrodiffusion. La valeur de $P(\Theta)d\Omega/4\pi$ donne une probabilité de diffusion de la lumière dans l'angle solide $d\Omega = \sin \Theta d\Theta d\phi$. Par conséquent, la distribution doit être normalisée par la condition :

$$\frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\phi \int_0^{\pi} P(\Theta) \sin \Theta \ d\Theta = \frac{1}{2} \int_0^{\pi} P(\Theta) \sin \Theta \ d\Theta = 1$$
(2.7)



Figure 2.5 – Rayonnement diffusé à un angle Θ par une particule

La figure 2.6 illustre la distribution angulaire du rayonnement diffusé associée au modèle d'aérosol MITR et sa dépendance spectrale. Pour des courtes longueurs d'onde la diffusion est bien plus prononcée vers l'avant (qui correspond au phénomène de diffraction) et une plus légère augmentation en rétrodiffusion.



Figure 2.6 – Fonction de phase du modèle d'aérosols MITR (Base de données OPAC). Nous pouvons noter la dépendance de la fonction de phase avec la longueur d'onde du rayonnement. 0° correspond à la diffusion vers l'avant et 180° à la rétrodiffusion.

Chapitre 3

Quelques généralités sur la télédétection des aérosols

Introduction

Plusieurs techniques de télédétection existent. Nous pouvons distinguer dans un premier temps les techniques dites "passives" de celles "actives". En télédétection passive, aucun signal n'est émis, les capteurs enregistrent uniquement dans une gamme de fréquence choisie le rayonnement électromagnétique émis ou diffusé, comme les radiomètres par exemple. L'acquisition dans plusieurs bandes, ou intervalles de longueurs d'onde, permet d'identifier les objets par l'étude de leur signature spectrale. Pour ce qui est de la télédétection active, la technique consiste à émettre un signal électromagnétique à une fréquence choisie et à enregistrer le signal rétrodiffusé par les cibles rencontrées. Les radars ¹ et lidars ² utilisent cette technique. Les lidars fonctionnent à des fréquences bien plus élevées que les ondes radio couvrant ainsi le domaine du visible et pour certains de l'UV. L'observation de l'atmosphère terrestre peut se faire au sol ou bien par l'intermédiaire d'instruments embarqués sur des satellites; les techniques de télédétection active ou passive existent dans les deux cas. Toutefois pour l'étude des aérosols, le nombre d'instruments passifs mis en orbite est bien plus grand que le nombre d'instruments actifs.

3.1 Télédétection passive depuis le sol

3.1.1 Le photomètre solaire

La mesure de l'atténuation par l'atmosphère du rayonnement solaire en visée directe est la technique la plus simple permettant la mesure de l'épaisseur optique en aérosols (τ_A). Un bras robotisé permet une mesure en continu. L'atténuation du flux solaire reliant l'épaisseur optique de la masse d'air observée (τ) est exprimé par la loi de Bouguer :

$$L(\lambda) = L_0(\lambda) \exp\left(\frac{-\tau(\lambda)}{\mu_s}\right)$$
(3.1)

où $L(\lambda)$ est la luminance mesurée après la traversée de l'atmosphère en $W.m^{-2}.sr^{-1}$, $L_0(\lambda)$ est la luminance hors atmosphère et μ_s est le cosinus de l'angle zénithal solaire. L'épaisseur optique

^{1.} RAdio frequency Detection And Ranging

^{2.} LIght Detection And Ranging

atmosphérique est composée de la composante moléculaire τ_M et de la composante en aérosols τ_A :

$$\tau(\lambda) = \tau_{\rm A}(\lambda) + \tau_{\rm M}(\lambda) \tag{3.2}$$

La connaissance de $\tau_{\rm M}$ permet donc de déduire l'épaisseur optique des aérosols. Les mesures directes du réseau AERONET fournissent $\tau_{\rm A}$ à chaque longueur d'onde d'observation et avec une précision estimée à 0.01 (Holben et al., 1998).

3.2 Télédétection passive depuis l'espace

Depuis l'espace, les conditions étant différentes, dès lors, il existe plusieurs techniques passives pour observer les aérosols :

- L'extinction solaire : la mesure de l'atténuation du rayonnement en visée directe du Soleil au travers de l'atmosphère permet principalement l'étude des aérosols stratosphériques (visée au limbe). HiRDLS³ sur Aura mesurait les gaz traces et les aérosols avec cette méthode (Schoeberl et al., 2006).
- L'infrarouge thermique : cette méthode utilise l'infrarouge tellurique et le rayonnement des particules. Son principal avantage est la possibilité de réaliser des mesures de nuit. Cette méthode a permis par exemple, de suivre le cycle journalier des aérosols désertiques (Legrand et al., 1988).
- La rétrodiffusion de la lumière solaire : cette méthode est basée sur la mesure du signal solaire réfléchi et/ou diffusé par le couple "Terre-atmosphère".

Ce sont les résultats de cette troisième méthode qui seront utilisés dans cette étude. La géométrie dans l'espace pour caractériser l'angle de diffusion des aérosols est détaillée en-dessous. Une méthode simplifiée pour dériver l'épaisseur optique est présentée par la suite.

3.2.1 Geométrie

Les satellites d'observation de la Terre peuvent être soit géostationnaires, soit à orbite polaire (figure 3.1). Ces derniers sont généralement en orbite héliosynchrone (inférieur à 1000 km) et passent à la même heure solaire à une latitude donnée, ainsi l'observation de scènes successives peut se faire sous le même éclairement. Sur une orbite bien plus éloignée, les satellites géostationnaires sont situés à 35786 km de la Terre. Cette position permet une observation quasi-continue d'une même zone mais à une résolution spatiale moindre que les satellites sur orbite basse.

L'angle de diffusion Θ introduit dans la section 2.3.3 est déduit des angles entre la plateforme d'observation, la zone d'observation et le soleil (représentation sur la figure 3.2). Il est calculé au moyen des angles zénithaux et azimutaux (Kokhanovsky & De Leeuw, 2009) :

$$\cos\Theta = -\cos\theta_s \cos\theta_v + \sin\theta_s \sin\theta_v \cos\Delta\varphi \tag{3.3}$$

où θ_s est l'angle zénithal solaire, θ_v est l'angle zénithal de visée et $\Delta \varphi$, l'angle azimutal relatif est la soustraction entre l'angle azimutal de visée et l'angle azimutal solaire : $\Delta \varphi = \varphi_v - \varphi_s$. Ces angles se déduisent de la position

^{3.} High Resolution Dynamics Limb Sounder

Chapitre 3. Quelques généralités sur la télédétection des aérosols



Figure 3.1 – Illustration d'une orbite polaire et d'une orbite géostationnaire. (Échelle non respectée)



Figure 3.2 – Angles définissant la position du soleil et du satellite par rapport à la surface ainsi que l'angle de diffusion. L'angle de diffusion Θ est alors égal à 180° en condition de rétrodiffusion parfaite

3.2.2 Méthodes d'estimation de l'épaisseur optique des aérosols

La télédétection des aérosols par la rétrodiffusion de la lumière solaire s'appuie sur les changements que peuvent induire les aérosols sur la réflectance⁴. La réflectance R peut être dérivée à partir de la luminance L_{TOA} au-dessus de l'atmosphère (TOA pour *top of the atmosphere*) mesurée par satellite en supposant que la surface agit comme un réflecteur lambertien⁵ en utilisant :

$$R_{\rm TOA}(\Theta) = \frac{\pi L_{\rm TOA}}{\mu_s \epsilon E_s} \tag{3.4}$$

où E_s en $W.m^{-2}$ est l'irradiance solaire extraterrestre corrigée avec le facteur ϵ pour la variation de la distance Terre-Soleil au cours de l'année. μ_s est le cosinus de l'angle zénithal solaire défini précédemment.

^{4.} Rapport de l'intensité du rayonnement réfléchi au rayonnement incident sur une surface.

^{5.} La luminance réfléchie est indépendante des angles

La réflectance R_{TOA} mesurée à une longueur d'onde λ spécifique et sous un angle de diffusion Θ audessus de la végétation sombre et avec une faible épaisseur optique des aérosols peut être décomposée en trois termes. Elle est fonction de la réflectance atmosphérique due à la diffusion moléculaire R_{M} , à la réflectance atmosphérique due aux aérosols R_{A} , et la réflectance de la surface R_{S} :

$$R_{\rm TOA}(\Theta,\lambda) \simeq R_{\rm M}(\Theta,\lambda) + R_{\rm A}(\Theta,\lambda) + R_{\rm S}(\Theta,\lambda) \tag{3.5}$$

Ainsi la précision avec laquelle la réflétance des aérosols (R_A) peut être déterminée est directement liée à la précision de l'estimation de R_s . L'épaisseur optique associée aux aérosols est finalement dérivée en implémentant l'albédo de diffusion simple ω_0 qui représente la fraction du rayonnement incident diffusé et $P(\Theta)$, la distribution angulaire du rayonnement diffusé. Pour une faible épaisseur optique, nous avons :

$$\tau_{\rm A}(\lambda) \simeq \frac{\omega_0(\lambda) R_{\rm A}(\Theta, \lambda) P(\Theta, \lambda)}{4\mu_s \mu_v} \tag{3.6}$$

où μ_s et μ_v sont les cosinus des angles zénithal solaire et zénithal de visée (Kokhanovsky & De Leeuw, 2009). Contrairement aux photomètres solaires où l'épaisseur optique est dérivée directement, les mesures d'épaisseurs optiques satellitaires sont bien plus difficiles à dériver. Les principaux défis sont l'estimation de la réflectance de surface et l'exclusion des scènes nuageuses qui tous deux affectent la réflectance R_{TOA} . De ce fait, une haute résolution spatiale est nécessaire pour minimiser la contamination provenant des nuages et de la vapeur d'eau en général. Pour estimer la réflectance de surface, il existe différentes approches parmi lesquelles nous pouvons citer :

- 1. Une approche basée sur une relation empirique entre la réflectance de surface dans l'infrarouge et la réflectance de surface dans le domaine du visible. Dans le moyen infrarouge, la plupart des aérosols ont une faible opacité, ce qui permet d'obtenir la réflectance de la surface directement (Kaufman et al., 1997). Cette approche procède généralement bien sur des surfaces sombres, mais peut conduire à un biais élevé, en particulier sur les régions côtières et les zones arides (Ichoku et al., 2002). L'algorithme de MODIS emploi cette méthode, la réfléctance de surface est mesurée à 2,1 μ m puis linéairement dérivé à 470 et 660 nm.
- 2. La contribution de la surface à la réflectance totale est déterminée par une série temporelle d'images de plusieurs jours dans le visible. Au cours de cette période, les pixels les plus sombres sont attribués à une atténuation atmosphérique minimale, la réflectance de surface est ensuite estimée à l'aide d'un code de transfert radiatif (Knapp et al., 2005). Cette méthode est principalement utilisée avec les satellites de la famille GOES.

3.3 Données issues de satellites actifs

Les premières études de télédétection des aérosols par satellite ont débuté avec AVHRR, Landsat, et GOES afin d'observer les particules désertiques au-dessus de l'océan (Fraser, 1976; Mekler et al., 1977). À présent, beaucoup d'instruments satellitaires peuvent dériver l'épaisseur optique des aérosols au-dessus de l'océan mais aussi des terres. Citons notamment "Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances" (POLDER), "Multi-angle Imaging SpectroRadiometer" (MISR), "Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer" (MODIS) et "Geostationary Operational Environmental Satellites" (GOES). Les principaux satellites encore en activité fournissant une information sur le contenu en aérosols au-dessus des terres émergées sont répertoriés dans les deux sections suivantes selon le type d'orbite. Le détail concernant l'ensemble de ces satellites est précisé dans la review : Satellite remote sensing of surface air quality : Martin, 2008.

Instrument	Plate-forme	Date de	Fauchée	Résolution
		lancement		Spatiale
POLDER	PARASOL	1997	$1600 \mathrm{~km}$	$18,5 \times 18,5 \ {\rm km^2}$
MISR	Terra	2000	$360 \mathrm{km}$	$18 \times 18 \ {\rm km^2}$
MODIS	Terra / Aqua	2000 / 2002	$2330~{\rm km}$	$10 \times 10 \ {\rm km^2}$
MERIS	ENVISAT	2002	$1150~{\rm km}$	$1 \times 1 \ \mathrm{km}^2$
AATSR	ENVISAT	2002	$512 \mathrm{~km}$	$10 \times 10 \ {\rm km^2}$
SCIAMACHY	ENVISAT	2002	$480~\mathrm{km}$	$30 \times 60 \ { m km}^2$
OMI	Aura	2005	$2600~{\rm km}$	24 $ imes$ 23 km ²
GOME-2	MetOp	2006	$180~{\rm km}$	$80 \times 40 \text{ km}^2$

3.3.1 Satellites à orbite polaire

 Tableau 3.1 – Produits issus de satellite à orbite polaire actuellement disponible pour le contenu en aérosols troposphériques au-dessus des terres émergés. La résolution spatiale est en condition optimale, c'est à dire en visée au nadir

L'instrument le plus couramment utilisé pour la télédétection de la qualité de l'air est MODIS (Hoff & Christopher, 2009). Il sera ainsi retenu pour réaliser notre étude. La fauchée désigne la largeur de balayage du capteur. Ainsi pour les radiomètres imageurs MISR et MODIS installés sur Terra, la différence de fauchée va entraîner une couverture globale en un nombre de jours plus ou moins long. Pour MODIS la couverture est complète en 1 ou 2 jours, tandis que la couverture globale de MISR est réalisée seulement sur une base hebdomadaire. La capacité de MISR à observer une scène sous plusieurs angles de vue lui confère une très bonne précision sur l'AOT (Kahn et al., 2007). L'inconvénient de MISR vient de son nombre limité d'observations. Par conséquent une évaluation quotidienne de la qualité de l'air n'est pas possible avec MISR. POLDER possède une largeur de fauchée raisonnable pour ce type d'étude mais les mesures d'inversion au-dessus de la Guyane semblent peu nombreuses d'après la visualisation des données sur le site web http://www.icare.univ-lille1.fr/. OMI et GOME-2 délivrent un produit différent de l'AOT permettant tout de même de caractériser les aérosols. OMI délivre une profondeur d'absorption optique des aérosols le rendant très sensible aux carbones suies. GOME fourni un produit dénommé "Aerosol Index". Un indice mesurant la dépendance du rayonnement rétrodiffusé par une atmosphère chargée en aérosols et d'une atmosphère en ciel clair. La relation entre 'Aerosol Index" et l'épaisseur optique est dépendante de l'altitude. Pour le moment les études concernant l'évaluation des concentrations de particules au sol avec des satellites à orbite polaire ne se sont focalisées que sur MODIS, MISR, POLDER, MERIS et SeaWiFS (Hoff & Christopher, 2009; Rohen et al., 2011; Vidot, Santer, & Ramon, 2007).

Les mesures d'inversion sont réalisées à l'échelle du pixel et ensuite moyennées pour augmenter le rapport signal sur bruit. Les résolutions affichées dans le tableau 3.1 correspondent à ces moyennes. Une bonne résolution spatiale des capteurs est surtout nécessaire pour limiter la contamination nuageuse. Il faut noter que très souvent sont délivrées des résolutions spatiales de l'ordre d'un degré de côté ⁶ pour diminuer la taille d'échange des fichiers.

^{6.} Un degré de longitude équivaut à environ 111 km au niveau de l'équateur.

3.3.2 Satellites geostationnaires

La couverture sur la partie ouest du globe est partagée entre les satellites américains de la famille GOES et les satellites européens de la famille Meteosat. Le tableau 3.2 présente la date de lancement des instruments ainsi que leur position orbitale.

Instrument	Plate-forme	Date de	Position
	/ autre nom	lancement	longitudinale
SEVIRI	Meteosat-8 / MSG-1	2002	$3,4^{\circ}\mathrm{W}$
SEVIRI	Meteosat-9 / MSG-2	2005	0°
radiometer	GOES-West / 11	2000	$135^{\circ}\mathrm{W}$
radiometer	GOES-South / 12	2001	$60^{\circ}\mathrm{W}$
radiometer	GOES-East / 13	2006	$75^{\circ}W$

Tableau 3.2 – Satellites à orbite geostationnaire sur la partie ouest du globe. En Avril 2010 GOES 13 a remplacé
GOES 12 qui était alors positionné à $75^{\circ}W$

Sur les satellites géostationnaires, le nadir qui est le point de visée directement en dessous du capteur est constant. En s'en écartant, les pixels se déforment progressivement jusqu'à l'extrême bordure du globe. Ainsi les positions de GOES West et MSG-2 par rapport à la Guyane rendent l'observation moins précise que GOES East. Le satellite retenu pour notre étude sera donc GOES East. La figure 3.3 permet de mettre en évidence ce choix pour l'étude des aérosols en Guyane.



Figure 3.3 – Zones de couverture des satellites météorologiques opérationnels. GOES West, Goes East et MSG-2 sont positionnés respectivement aux longitudes 135°W, 75°W et 0° au-dessus de l'équateur

L'information sur les aérosols provenant de satellites géostationnaires a une haute résolution temporelle par rapport à celle des satellites mis en orbite polaire. Cela permet de surveiller les mouvements des aérosols (e.g. Paciorek et al., 2007). Cependant, l'actuel radiomètre sur GOES n'a qu'un seul canal visible. La précision de récupération du contenu en aérosol de la colonne atmosphérique est donc inférieure à celle des satellites en orbite polaire. D'autre part l'éloignement joue aussi un rôle sur la résolution spatiale qui est généralement moins bonne pour les satellites géostationnaires, l'identification de scènes nuageuses pouvant altérer la récupération de l'AOT est de ce fait plus délicate. Prados et al., 2007 ont estimé que les épaisseurs optiques provenant de GOES étaient moins bien corrélés aux mesures du réseau AERONET que celles provenant de MODIS.

Chapitre 4

Données et mesures

Ce chapitre propose un aperçu des données exploitées dans les modèles du prochain chapitre. Y sont présentées les données mesurées par l'ORA de Guyane, les données de télédétection et enfin les données météorologiques disponibles. Certains traitements préliminaires sont effectués afin de rendre la colocalisation spatiale et temporelle possible.

4.1 Mesures in situ de qualité de l'air

4.1.1 TEOM

Parmi les appareils utilisés pour mesurer la qualité de l'air, on trouve des microbalances à éléments oscillants connues sous l'acronyme TEOM pour "Tapered-Element Oscillating Microbalance". Elles délivrent une information quasi-continue de la concentration en aérosols dans l'air dont l'unité de mesure est le $\mu g.m^{-3}$. Leur fonctionnement est basé sur la variation d'une fréquence particulière initiée et entretenue par un dispositif électronique. Tout d'abord, l'air atmosphérique est aspiré par une pompe dans un conduit chauffé à 50°C afin de s'affranchir de l'humidité de l'air pouvant perturber les mesures puis est envoyé dans le système d'analyse. Dès lors, les aérosols ayant été retenus par le filtre vont augmenter la masse du système oscillant produisant ainsi une décroissance de la fréquence naturelle de vibration. Cette différence d'oscillation est alors proportionnelle à la masse de particules récoltées. La masse est finalement convertie en concentration via le volume d'air prélevé (Renoux & Boulaud, 1998). À l'inverse des jauges beta ou des compteurs à diffusion de lumière, les TEOM offrent l'avantage d'être indépendant des caractéristiques optiques des particules ou de la structure atomique. Des biais importants peuvent survenir lorsque le filtre de collection est à saturation. De plus, le chauffage de l'air prélevé peut entraîner une volatilisation des échantillons en particulier des nitrates d'ammonium et ainsi sous-estimer les concentrations d'aérosols (Baron et al., 2011).

4.1.1.1 Le réseau de mesures en Guyane

Le nombre d'appareils pour le suivi en continu des aérosols en Guyane est particulièrement limité (photographies sur la figure 4.1). La station fixe implantée à Cayenne compte deux TEOM, un pour les PM_{10} et un autre installé récemment pour les $PM_{2.5}$. Une seconde station existe, mobile cette fois ci, permettant d'observer la qualité de l'air (dont les PM_{10} avec un TEOM) dans des zones non équipées d'analyseurs ou encore à côté de la station fixe pour vérifier la pertinence des mesures. La station fixe est une station de type urbaine, c'est-à-dire située dans un rayon de moins de 50 m d'un axe routier possédant un nombre inférieur à 2500 véhicules par jour. Ce type de station est représentatif de la pollution de fond et d'une exposition moyenne de la population à une pollution



Figure 4.1 – Photographies de la station fixe de Cayenne et de la station mobile

urbaine. Cette position ajoute une difficulté à notre étude puisque le trafic routier peut être une source importante d'émission de particules et donc de pollution locale. Cela est à mettre en regard avec les données satellites ayant une "vision" plutôt globale, exemple du cas de MODIS avec une résolution spatiale de $10 \times 10 \text{ km}^2$. La figure 4.2 met en avant cette pollution locale. La chronique horaire moyenne des PM₁₀ sur le premier semestre de 2010 ne laisse pas apparaître de tendance particulière, la pollution naturelle recouvre la part anthropique. À l'inverse, sur le second semestre, une hausse des PM₁₀ en coïncidence avec celle des oxydes d'azote entre 6 et 8h correspondant aux heures de pointes démontre l'existance d'une pollution locale. Pour rappel, les oxydes d'azote sont produits par la combustion dans l'air à haute température et de ce fait imputable à l'activité humaine.



Figure 4.2 – Moyenne des profils journaliers pour les PM_{10} sur la première et la seconde moitié de l'année 2010. Le profil journalier des oxydes d'azote (NO_x) est une moyenne sur l'année complète. Le pas de temps est de 15 minutes

Les données de concentrations massiques utilisées dans notre étude correspondent à la période de 2003 à 2010 inclus. Ces huit années de mesures permettront d'obtenir une relation entre l'épaisseur optique et les concentrations au sol la plus stable possible. Pour certains jours, aucune donnée n'existe mais globalement le taux d'utilisation est bon : 96% des jours comportent au moins une donnée valide sur cette période.

4.1.1.2 Relation entre PM_{10} et $PM_{2.5}$

En confrontant les mesures de concentration faites à deux tailles distinctes (*i.e.* PM_{10} et $PM_{2.5}$), il est possible de connaître la fraction d'aérosol inférieur à 2,5 μ m par rapport à celle inférieur à 10 μ m. Plus le ratio $PM_{2.5}/PM_{10}$ est grand, plus les particules sont de petites tailles (par exemple celles issues de la combustion) et inversement, plus le ratio est petit, plus les particules sont de grandes tailles (comme cela peut être le cas avec les aérosols désertiques). La confrontation des $PM_{2.5}$ avec les PM_{10} , détaillée par semestre¹, est illustrée sur la figure 4.3.



Figure 4.3 – Relation entre PM₁₀ et PM_{2.5} sur le premier semestre (à gauche) et sur le second semestre (à droite)

Les particules semblent plus fines sur le second semestre. 27% en masse des particules de diamètre aérodynamique inférieur à 10 μ m ont également un diamètre aérodynamique inférieur à 2,5 μ m contre 24% sur le premier semestre. La corrélation est bien mieux établie sur ce dernier où R = 0,87 alors que sur le second semestre R = 0,46. Cette dispersion, sur la seconde moitié de l'année, indique une distribution granulométrique bien moins stable durant cette période. Les propriétés optiques, dépendantes de cette distribution, s'en retrouvent affectées (équation 2.3).

4.2 Les observations spatiales

4.2.1 MODIS sur Terra & Aqua

Les instrument MODIS à bord de Terra et Aqua possèdent 36 canaux avec une résolution spatiale variant de 250, 500 et 1000 m, selon le canal. Les canaux couvrent la gamme spectrale de 0,41 à 14,2 μ m. L'extraction de l'AOT MODIS au-dessus des terres emploie principalement trois canaux centrés à 470, 660 et 2100 nm. L'épaisseur optique est dérivée à partir des bandes à 470 et 660 nm puis interpolée à 550 nm. L'analyse se base sur 20 × 20 pixels à 500 m de résolution, soit une résolution spatiale de 10 km de coté en visée au nadir. La réflectance de surface pour les canaux à 470 et 660 nm est estimée à partir des mesures à 2,1 μ m à l'aide de relations empiriques. La validation de l'AOT est effectuée avec le réseau AERONET. La précision typique est de ± 0,05 ± 0,2 τ_A (Remer, Tanré, Kaufman, Levy, & Mattoo, 2009) avec une erreur plus importante au-dessus des déserts et des régions côtières (Abdou et al., 2005). L'explication détaillée de l'algorithme permettant l'obtention des AOT au-dessus des terres est précisée dans Kaufman et al., 1997.

La figure 4.4 illustre la couverture typique de Terra sur une journée. Jour après jour, l'orbite se décale pour revenir en phase 16 jours plus tard. La couverture des radiomètres MODIS sur la Guyane

^{1.} Il s'agit de l'année 2010 pour le second semestre, et de l'année 2011 pour le premier semestre.

n'est complète que 12 jours sur 16. Aqua et Terra ne se complètent pas pour effectuer une couverture complète, les jours d'absences de données coïncident pour les deux radiomètres.



Figure 4.4 – Couverture de MODIS sur une journée. Les régions proches de l'équateur souffrent d'une moins bonne couverture (MODIS Overview, LP DAAC, ASTER and MODIS Land Data Products and Services, 2011)

Les données utilisées dans cette étude proviennent de la collection 051 téléchargées via le site web : http://ladsweb.nascom.nasa.gov. À partir de ces fichiers de niveau 2, sont lus les paramètres listés dans le tableau 4.1. Une "collection" de données MODIS correspond à une "version" des données MODIS. Lorsque des algorithmes nouveaux et/ou améliorés sont développés, l'ensemble des données MODIS (depuis le lancement) est retraité et distribué sous une nouvelle "collection". La plus récente est la 051, elle a remplacé la numéro 005. La prochaine sera la numéro 006 et est en développement. La disponibilité de cette collection n'est pas prévue avant fin 2011 ou début 2012 d'après MODIS Atmosphere, 2011.

Paramètre	Description
Latitude	Latitude géodésique de chaque pixel
Longitude	Longitude géodésique de chaque pixel
Solar Zenith	Angle zénithal solaire correspondant à chaque pixel (θ_s)
Optical Depth Land And Ocean	Épaisseur optique à 550 nm $(\tau_{\rm A})$
Cloud Fraction Land	Fraction de couverture nuageuse pour chaque pixel (CF)

Tableau 4.1 – Paramètres MODIS concernant les aérosols utilisés dans cette étude (MOD04 et MYD04 de la collection 051)

Un seuil est appliqué pour écarter les mauvaises quantification de l'épaisseur optique notamment aux abords des côtes où des pixels d'épaisseurs optiques aberrants peuvent apparaître (figure 4.5). Ces artefacts sont liés à une mauvaise estimation de la réflectance de surface, se répercutant alors sur la valeur de l'AOT (Gao et al., 2007). Cette anomalie peut être gênante pour l'estimation des concentrations en aérosols pour les villes côtières comme Cayenne par exemple. Sur la figure 1.4, la forte épaisseur optique affichée à l'embouchure de l'Amazone est lié au même phénomène. Dans certains cas, il pourrait y avoir des pixels au-dessus des eaux intérieures, pouvant entraîner des problèmes similaires (Hutchison, Smith, & Faruqui, 2005). Gupta & Christopher, 2008 ont exclu les données d'épaisseur optique pour un angle zénithal solaire θ_s supérieur à 60°. Un angle zénithal solaire élevé implique un plus long trajet du rayonnement dans l'atmosphère, augmentant ainsi la probabilité de diffusion et rendant les corrections atmosphériques difficiles. L'observation de la Guyane par les deux MODIS est réalisée dans des conditions plutôt favorables : l'angle zénithal n'excède pas les 45°. Aucune valeur n'est donc retirée en appliquant ce seuil.



Figure 4.5 – Carte de l'épaisseur optique centrée sur Cayenne le 19 Mars 2010. Nous pouvons y observer des valeurs abérrantes de contenu en aérosols sur quelques pixels au-dessus de la mer. L'image de fond correspond à la même scène et provient des bandes 1, 4 et 3

La figure A.1 en annexe A présente quatre cartes affichant l'épaisseur optique (a et c) et le nombre d'échantillons utilisés sur chaque pixel pour réaliser les cartes d'AOT (b et d). Le nombre d'échantillon est en fait le nombre d'observations journalières présentant une mesure d'inversion de l'épaisseur optique par MODIS. La composition de ces cartes est réalisée avec l'ensemble des données d'AOT de 2003 à 2010 scindé en deux semestres : en haut apparaît le premier semestre et en bas le second. Nous pouvons effectuer plusieurs comparaisons : d'une part, le premier semestre est bien plus impacté par les aérosols que le second (figure 1.3). Les régions côtières sont beaucoup plus touchées par les transport de poussières que la Guyane profonde. D'autre part, le nombre d'échantillons est très pauvre le long des côtes. Sur la deuxième partie de l'année, le nombre d'échantillons est significativement plus élevé au-dessus des terres à cause d'une couverture nuageuse moins importante. Tout comme sur la figure 4.5, certains artefacts subsistent encore aux bords des côtes (figure A.1.a) malgré les seuils appliqués pour les éviter.

4.2.2 Imager sur GOES

La série Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) constitue la principale famille de satellites météorologiques utilisée par le service météorologique national des États-Unis. L'imagerie et les données provenant de GOES procurent un flux continu et fiable d'informations utilisées pour la prévision météorologique et la recherche. Le radiomètre installé sur chaque satellite GOES possède 5 canaux et délivre une information toute les 30 minutes. Les longueurs d'onde et résolutions spatiales associées à chaque canal sont listées dans le tableau 4.2.

Numéro du canal	Longueur d'onde	Taille du pixel au nadir
1 (Visible)	0,55 - 0,75	$1 \mathrm{km}$
2	3,80 - 4,00	$4 \mathrm{km}$
3	13,00 - 13,70	$8 \mathrm{km}$
4	10,20 - 11,20	$4 \mathrm{km}$
5	5,8 - 7,3	$4 \mathrm{km}$

Tableau 4.2 – Longueurs d'onde et résolutions spatiales des radiomètre à bord de GOES 12 et 13

La NOAA² fournit des données d'épaisseur optique concernant les aérosols mais seulement audessus du territoire américain. Les données sont accessibles via le site web : http://www.ssd.noaa.gov/ PS/FIRE/GASP/gasp.html. L'AOT est dérivée en condition de ciel clair par GOES avec la bande visible centrée à 650 nm sur des surfaces suffisamment sombre. Les scènes nuageuses sont identifiées par un masque de nuages développé pour AVHRR (Pavolonis, Heidinger, & Uttal, 2005). Le processus d'inversion de l'AOT débute par l'établissement de la réflectance de surface. Une image composite est créée en sélectionnant les deuxièmes pixels les plus sombres pendant une période de 28 jours précédant la journée d'étude. Le choix du deuxième pixel le plus sombre vient dans l'élimination de la contamination des ombres provoqués par les nuages (Knapp et al., 2005). Cette image est remise à jour à chaque nouvelle inversion. Ensuite, l'albédo de surface est estimé à partir de l'image composite de la réflectance en supposant une épaisseur optique des aérosols de 0,02 via un code de transfert radiatif. Une table de correspondance est utilisée pour gagner en efficacité. Le code de transfert est basé sur un unique modèle d'aérosol continental, des quantités constantes de gaz atmosphériques et une surface supposée lambertienne (Prados et al., 2007).

Du fait que les AOT soient dérivées uniquement au-dessus du territoire américain, elles ont dû être estimées à partir des images de niveau 1. Un exemple d'image acquise dans le domaine du visible et un exemple d'image composite est présenté sur la figure 4.6. L'implantation du code de transfert radiatif n'a pu être réalisée. La réflectance des aérosols est donc déduite immédiatement de cette image composite par soustraction. Cela implique une approximation assez importante sur la réflectance associée aux aérosols. L'inversion en "épaisseur optique" est effectuée en utilisant l'équation 3.6. Les données de fonction de phase et d'albedo de diffusion simple proviennent du modèle d'aérosols MITR de la base de données OPAC (Hess et al., 1998). La résolution spatiale est de 4 km pour correspondre au masque nuage réalisé à l'aide du canal 4 à $\simeq 11.7 \ \mu$ m. Uniquement les données de l'année 2010 entre 7h45 et 16h45 sont analysées. Il faut noter qu'au cours du mois d'Avril 2010, le satellite GOES 13 a remplacé GOES 12 sur la position "GOES East".



Figure 4.6 – [Gauche] Image provenant du canal visible du satellite GOES 12 le 31 Mars 2010 - [Droite] Image composite utilisant les 28 jours précédant le 31 Mars 2010

^{2.} National Oceanic and Atmospheric Administration

4.3 Données météorologiques

4.3.1 TRMM

La mission TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) est une mission menée conjointement entre la NASA et l'agence d'exploration aérospatiale japonaise (JAXA). Dans un but à la fois météorologique et climatique, cette mission est conçue pour surveiller et étudier les précipitations tropicales et la libération de l'énergie associée (*T*RMM, 2011). Des estimations quotidiennes de précipitations sont fournies entre 50°S et 50°N avec une résolution de $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$. Elles sont librement accessibles via http://disc2.nascom.nasa.gov/Giovanni/tovas/. Ainsi sur la période 2003 à 2010 sera récupérée une hauteur de précipitation quotidienne (notée H_{prec.}) inscrite dans la zone la plus restreinte possible au-dessus de Cayenne.

4.3.2 Météo-France

La requête des données nécessaires à cette étude n'a pu être complète sur la période 2003-2010. Les données provenant de Météo-France se limitent donc à des données mensuelles d'humidité relative (RH pour *relative humidity*). Faute de mieux, la collocalisation temporelle est effectuée en attribuant les valeurs mensuelles aux valeurs quotidiennes. En d'autres termes, pendant un mois, chaque jour se voit attribuer la même humidité relative.

4.4 Synthèse

Le tableau 4.3 fait une synthèse des différentes mesures qui seront utilisées pour établir une correspondance AOT-PM₁₀ au-dessus de la Guyane. La colonne colocalisation spatiale décrit le traitement qu'ont pu subir les données afin de rendre les comparaisons possibles. Quant à la colocalisation temporelle, entre les données de MODIS et les PM_{10} deux approches sont possibles : la comparaison avec les moyennes journalières des PM_{10} ou en coïncidence avec l'heure de passage du satellite au-dessus de la zone d'étude.

Instruments	Mesures principales utilisées	Résolution au sol	Cadence d'échantillonage	Colocalisation spatiale
TEOM	$\mathrm{PM}_{2.5}\;\mathrm{PM}_{10}$	Ponctuelle	Plusieurs mesures par min	Aucun traitement
MODIS (Terra/Aqua)	$ au_{\rm A},{\rm CF}, heta_s$	$10 \times 10 \text{ km}^2$	12 mesures tous les 16 jours si ciel clair	Moyenne dans une zone \pm grande centrée sur la station
GOES East	$\tau_{\rm A}$ "standard"	$4 \times 4 \text{ km}^2$	Une mesure toute les 30 minutes si ciel clair	Moyenne dans une zone \pm grande centrée sur la station
Données météo (Météo France)	RH	Ponctuelle	Plusieurs mesures par jour	Aucun traitement
Données météo (NASA & JAXA)	H _{prec.}	$0,25^{\circ} imes 0,25^{\circ}$	Une mesure par jour	Valeur au-dessus de Cayenne

 ${\bf Tableau} \ {\bf 4.3-Tableau} \ récapitulatif \ des \ données \ utilisées \ dans \ cette \ étude$

Chapitre 5

Méthodes d'estimation de la concentration au sol et résultats

Introduction

L'objectif de ce chapitre est de lier les mesures satellites et les mesures *in situ*, à savoir relier l'épaisseur optique des aérosols à la concentration au sol. La relation liant ces deux grandeurs nécessite la connaissance de bien trop de paramètres, d'où l'estimation de la concentration au sol par modélisation inverse. Des relations empiriques ont déjà été obtenues pour l'estimation des $PM_{2.5}$ aux États-Unis en utilisant les deux satellites MODIS (Wang & Christopher, 2003) également avec MISR (Liu et al., 2005) et aussi avec POLDER pour la France (Kacenelenbogen et al., 2006). L'étude de la relation entre les AOT et les $PM_{2.5}$ au-dessus de zones urbaines répartie sur 26 sites à Sydney, Delhi, Hong Kong, New York et en Suisse par Gupta et al., 2006 a montré qu'elle varie considérablement selon la région d'étude. C'est la raison pour laquelle il n'existe pas de données globales pour les $PM_{2.5}$ ou les PM_{10} .

Certaines études ont intégré des variables météorologiques au modèle et ont constaté qu'elles améliorent la relation liant τ_A et les concentrations mesurées au sol (e.g. Pelletier et al., 2007). D'autres ont utilisé un modèle de chimie-transport pour dériver les profils verticaux (Liu et al., 2004). Gupta et al., 2006 ont constaté que la relation était mieux corrélée pour des conditions de ciel clair, une faible hauteur de la couche limite (entre 100 et 200m) et une faible humidité relative (en dessous de 40 à 50%), ce qui n'est malheureusement pas le cas dans un climat tropical humide.

Jusqu'à présent, la plupart des études de ce type se sont portées sur la relation $PM_{2.5}/\tau_A$ (Hoff & Christopher, 2009) et relativement moins sur le lien entre l'épaisseur optique τ_A et les PM_{10} . Mais ici, face à la nature des particules présentes en Guyane, l'estimation de la concentration au sol des aérosols de taille inférieures à 10 μ m sera privilégiée. Pour rappel, environ 76% des particules ont leur diamètre aérodynamique compris entre 2,5 et 10 μ m (section 4.1.1.2). Pour estimer la concentration au sol, il existe plusieurs approches statistiques possibles :

- L'approche par régression linéaire simple ou multiple (e.g. Gupta & Christopher, 2009a)
- L'approche par les réseaux de neurones artificiels (e.g. Gupta & Christopher, 2009b)

Les équations de régression ont tendance à mieux prédire la moyenne que les phénomènes épisodiques. De ce fait, ce type de modèle va probablement sous-estimer les concentrations élevées d'une part et d'autre part surestimer les faibles concentrations. D'après Gupta & Christopher, 2009b, les réseaux de neurones artificiels (ANN pour *artificial neural network*) semblent apporter une meilleure précision mais sont bien moins aisé à mettre en œuvre. Les réseaux de neurones artificiels sont un modèle de calcul dont la conception est très schématiquement inspirée du traitent de l'information des neurones biologiques (Kohonen, 1988).

Relation entre concentration massique au sol et épaisseur optique :

Les épaisseurs optiques et les PM sont corrélées en supposant un ciel clair, une couche d'aérosols relativement homogène le long de la colonne atmosphérique et pas de couche d'aérosols superposée. De plus, les particules sont assumées comme étant sphériques et possédant des propriétés optiques similaires. De ce fait, l'équation permettant d'estimer la concentration massique au sol à partir d'images satellites peut alors être définie comme suit :

$$PM_{10} = \frac{4}{3}\rho r_{eff} \frac{\tau_{A}}{Hf(RH) \langle Q_{ext,sec} \rangle}$$
(5.1)

où $Q_{\text{ext,sec}}$ est l'efficacité d'extinction en conditions sèches (condition de mesure du TEOM), f(RH) est le ratio du coefficient d'extinction ambiant et sec, ρ est la masse volumique des aérosols, r_{eff} est le rayon effectif des particules et H la hauteur de la couche d'aérosols (Koelemeijer, Homan, & Matthijsen, 2006). La justification de cette relation se trouve en annexe B.

5.1 Application par régression linéaire simple

Dans cette partie, les PM_{10} sont estimées au moyen d'une régression linéaire simple. L'épaisseur optique τ_A est le seul paramètre d'entré : $PM_{10} = \alpha \tau_A + \beta$. Les autres paramètres pouvant influencer la relation entre l'épaisseur optique et les concentrations mesurées telles que l'humidité, la température, etc. sont négligées dans un premier temps et seront investiguées par la suite.

5.1.1 Variation de la taille de la fenêtre spatiale autour de la station

La résolution spatiale des données aérosols MODIS de $10 \times 10 \text{ km}^2$ est acceptable mais le nombre d'échantillons est insuffisant si nous nous limitons au pixel situé juste au-dessus de la station. Il est donc question ici de définir la taille de la zone au sol centrée sur la station pour extraire une valeur d'épaisseur optique moyenne pour un bon compromis entre le nombre d'échantillons et la qualité de la régression linéaire. La figure 5.1 affiche le coefficient de corrélation et le nombre d'échantillons calculés en fonction de la taille de la fenêtre spatiale autour de la station fixe. La période d'échantillonnage est choisie uniquement sur le premier semestre de chaque année (2003 à 2010). Cela permet d'avoir un bon rapport signal sur bruit et *in fine* une meilleure corrélation, la section suivante (5.1.2) détaille ce choix.

Ichoku et al., 2002 ont mené une analyse et une validation spatio-temporelle des AOT dérivées du radiomètre MODIS sur Terra à l'aide de stations photométriques au sol. Dans cette étude, il a été calculé la valeur d'épaisseur optique moyennée au-dessus de plusieurs régions du monde dans un carré de côté plus ou moins important au sol. Ainsi, la dépendance de la valeur d'épaisseur optique MODIS à la zone dans laquelle elle est moyennée est généralement faible. Aucune tendance spécifique n'a été observée entre valeur moyenne d'AOT MODIS et surface dans laquelle celle-ci est moyennée. Cela semble confirmer nos résultats : passé $0,6^{\circ}$ de côté, la dépendance sur la qualité de la régression est faible. Les calculs donnent une atténuation du coefficient de corrélation R de 6,3% et 6,8% pour Terra et Aqua respectivement lorsque l'on élargit un carré de $0,6^{\circ}$ jusqu'à 2° de côté. Par la suite,



Figure 5.1 – Coefficient de corrélation R entre les PM_{10} (moyenne journalière) et l'épaisseur optique des aérosols ainsi que le nombre d'échantillons N en fonction de la fenêtre spatiale sélectionnée (uniquement sur les six premiers mois de l'année)

Ichoku et al., 2002 ont fait le choix de moyenner les mesures d'AOT dérivées de MODIS dans une zone de 50 \times 50 Km centrée sur la station photométrique. Gupta & Christopher, 2008 ont montré également que la moyenne de l'épaisseur optique MODIS sur une zone de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ($\simeq 5 \times 5$ pixels) centrée autour d'une station PM_{2.5} est approprié pour ce type d'analyse. Notre corrélation avec 0.5° de côté n'est pas optimale, en particulier pour Aqua. Dans la suite, une zone légèrement plus grande de 0.6° de côté a été retenue.

5.1.2 Influence de la période d'échantillonnage

Après avoir retenu une zone centrée sur la station de $0.6^{\circ} \times 0.6^{\circ}$ pour faire la moyenne de l'épaisseur optique, nous pouvons comparer l'influence de la haute et la basse saison en poussière sur l'ajustement de la courbe. La période de mesure est composée des huit années comprise entre 2003 et 2010 inclue. La figure 5.2 présente les diagrammes de dispersion PM_{10}/τ_A en provenance de Aqua pour trois fenêtres temporelles, une couvrant toute l'année et deux autres restreintes à un seul semestre.

Les résultats obtenus avec Terra ne sont pas représentés sur la figure 5.2 puisqu'ils s'avèrent être relativement identiques à Aqua. Toutefois, ces résultats sont reportés dans le tableau 5.1 en intégrant les coefficients de corrélation, de pente, d'interception et ainsi que le nombre d'échantillons. Nous observons ainsi une régression de bien meilleure qualité avec les deux MODIS sur le premier semestre que sur le second. La relation entre PM_{10} et $PM_{2.5}$ fortement corrélée¹ et les concentrations bien plus élevées sur le premier semestre à l'inverse du second expliquent ces résultats. Entre les deux semestres, l'échantillonnage est plus grand sur le second, cela s'explique par le passage aux hautes latitudes de la zone intertropicale de convergence et donc une fréquence plus élevée de ciels clairs qui permettent la récupération de l'AOT. Nous pouvons noter également que le nombre de données colocalisées est plus grand dans le cas de Aqua (31,3 %) que dans celui de Terra (28,1 %).

^{1.} R = 0.87 dans la section 4.1.1.2



Figure 5.2 – Corrélation des données MODIS Aqua avec les mesures de PM₁₀ sur trois périodes. L'une (a) comprenant l'année civile dans sa totalité de 2003 à 2010 et les deux autres en sélectionnant le premier ou le second semestre, (b) et (c) respectivement

Satellite	Période	pente (α)	interception (β)	R	Ν	N (%)
Terra	Année complète	81,39	11,39	0,624	1106	37,8%
Aqua	Année complète	$92,\!68$	11,26	$0,\!632$	1306	44,7%
Terra	Semestre 1	104,1	$7,\!52$	$0,\!686$	410	$28,\!3\%$
Aqua	Semestre 1	122,7	$5,\!93$	0,704	456	31,5%
Terra	Semestre 2	$21,\!42$	$19,\!46$	0,220	696	$47,\!3\%$
Aqua	Semestre 2	21,83	$19,\!96$	0,218	850	57,7%

Tableau 5.1 – Résultats de la régression linéaire simple pour différentes périodes avec Terra et Aqua. Y figurent
coefficients de la régression linéaire α et β , coefficient de corrélation R et nombre d'échantillons N

L'interception β dans l'équation de régression linéaire représente le niveau de fond de concentration massique en PM₁₀ lorsque l'épaisseur optique mesurée est nulle. En d'autres termes, l'interception représente le niveau minimum de concentration en aérosol décelable. En dessous de ce niveau, les signaux satellites sont trop faibles et la détection des aérosols est difficile. La concentration moyenne en PM₁₀ sur le second semestre est de 26,9 $\mu g.m^{-3}$, le paramètre β étant proche de 20, l'ajustement n'est donc pas adéquat à l'étude de cette période. Le rapport signal sur bruit n'est pas assez important. De ce fait, dans la suite de l'étude, uniquement le premier semestre de chaque année sera étudié, offrant ainsi une corrélation satisfaisante entre mesures satellitaires et mesure *in-situ*. Comme cela était attendu, la régression linéaire sous-estime les pics de concentration mesurés. Au final, la concentration maximale estimée ne pourra pas excéder les 122,7 $\mu g.m^{-3}$ avec Aqua et les 104,1 $\mu g.m^{-3}$ avec Terra.

PM_{10} horaires vs. PM_{10} journalières

Jusqu'à présent les comparaisons ont été faites avec les moyennes des concentrations mesurées sur un jour. Avec les concentrations horaires, en coïncidence avec l'heure de passage du satellite, la corrélation devrait être plus forte (Wang & Christopher, 2003). Mais contre toute attente, les données journalières ont donné un meilleur ajustement. Une diminution du coefficient de corrélation de 6,3% et de 4,0% a été observé pour Terra et Aqua respectivement.

5.2 Résultats

L'application du seuil lié aux hotspots près des côtes (évoqué à la section 4.2.1) a été primordiale pour obtenir une correspondance $\tau_{\rm A}$ - PM₁₀ convenable. Sans cette sélection de pixel, la qualité de la régression diminue de 5,1% sur Aqua et de 46,4% sur Terra. De plus, la sélection de la taille de la région autour de la station pour faire une moyenne des pixels ainsi que la sélection de la plage temporelle ont permis d'atteindre une corrélation encore plus satisfaisante. De ce fait, les coefficients de régression (α et β) du meilleur ajustement nous permettent de convertir la carte d'épaisseurs optiques² en concentration en PM₁₀. Le résultat est présenté en figure 5.3. Les données proviennent à la fois de Terra et de Aqua et sont pondérées par le nombre d'observations sur chaque pixel. La plage temporelle pour construire cette carte est prise selon les critères retenus précédemment, à savoir les données du premier semestre de chaque année entre 2003 et 2010 inclus.



Figure 5.3 – Cartographie de la qualité de l'air associée aux PM_{10} correspondant à la haute saison en poussières sur l'ensemble de la Guyane avec les données MODIS Aqua et Terra

La distribution spatiale des aérosols est très proche de ce qui a été obtenu directement de l'épaisseur optique du satellite Aqua (figure A.1.a). À la différence qu'une échelle en PM_{10} permet de faire une comparaison avec la réglementation en vigueur (annexe D).

Dans le but d'obtenir un suivi plus régulier de la pollution et à plus haute résolution temporelle, les PM_{10} ont également été comparées avec les données GOES décrites dans le chapitre précédent. L'analyse fait correspondre temporellement les deux types de données (une mesure toute les 30 minutes en condition de ciel clair). En appliquant des seuils ou en faisant varier la taille de la zone centrée sur la station, la meilleure corrélation obtenue ne dépasse pas R = 0.31. Ce résultat est très éloigné de l'étude réalisée par Paciorek et al., 2007. Ils ont estimé que les épaisseurs optiques provenant de GOES et les $PM_{2.5}$ sur le territoire américain étaient corrélées à hauteur de R = 0.5. Cette différence vient assurément dans la méthode de récupération de l'épaisseur optique. L'absence de photomètre n'a pas permis de faire l'étape intermédiaire de validation de l'épaisseur optique. Une étape ultérieure serait l'intégration d'un code de transfert radiatif tel que décrit dans Knapp et al., 2005 pour estimer correctement la réflectance de surface et l'atténuation moléculaire.

^{2.} Figure A.1 de l'annexe A

5.3 Application par régression multiple

Les AOT dérivées de MODIS sont une mesure de la charge en aérosols sur la colonne atmosphérique et ne peuvent donc pas être utilisées seules pour estimer correctement les concentration massique au sol. De plus, les analyseurs TEOM mesurent les concentrations en condition d'air sec alors que les épaisseurs optiques des aérosols sont estimées dans les conditions ambiantes d'humidité relative (annexe B). Les facteurs météorologiques comme la température de surface, l'humidité relative, la vitesse du vent et la direction du vent jouent un rôle important parmi d'autres paramètres influençant sur la relation entre les deux mesures (Gupta & Christopher, 2009a). Avec les données disponibles, la section suivante présente les résultats obtenues par régression linéaire multiple.

5.3.1 Ajout de données météorologiques

Le modèle de régression linéaire multiple est présenté dans l'équation suivante :

$$PM_{10} = \alpha_1 \times \tau_A + \alpha_2 \times CF + \alpha_3 \times H_{\text{prec.}} + \alpha_4 \times RH + \beta$$
(5.2)

où $\tau_{\rm A}$ est l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm (sans unité), CF est la fraction nuageuse (%), H_{prec.} est la hauteur des précipitations (mm) et RH est l'humidité relative (%). Les paramètres α_1 - α_4 sont les coefficients de régression et β est l'interception de la courbe à l'origine. Les résultats sont distingués par satellite et reportés dans les tableaux 5.2 et 5.3. Chaque modèle est présenté en ajoutant successivement les coefficients α de l'équation 5.2. L'intégration de données météorologiques au modèle s'avère satisfaisante. Les estimations des PM₁₀ comportent moins d'incertitudes après chaque ajout de variables d'entrées.

Modèle	Variable estimée	Variables d'entrées	R	Changement de R (%)	Ν	RMSE
1	PM_{10}	$ au_{ m A}$	$0,\!686$	-	410	15.78
2	PM_{10}	$\tau_{\rm A}, {\rm CF}$	0,705	+2.7	409	15.40
3	PM_{10}	$\tau_{\rm A}, {\rm CF}, {\rm H}_{\rm prec.}$	0,708	+3,1	409	15.35
4	PM_{10}	$\tau_{\rm A}, {\rm CF}, {\rm H}_{\rm prec.}, {\rm RH}$	0,719	+4,8	409	15.08

Tableau 5.2 – Résultats pour le satellite Terra

Modèle	Variable estimée	Variables d'entrées	R	Changement de R $(\%)$	Ν	RMSE
1	PM_{10}	$ au_{ m A}$	0,704	-	456	18.83
2	PM_{10}	$\tau_{\rm A},{\rm CF}$	0,746	+5.9	446	17.81
3	PM_{10}	$\tau_{\rm A}, {\rm CF}, {\rm H}_{\rm prec.}$	0,748	+6,2	446	17.74
4	PM_{10}	$\tau_{\rm A}, {\rm CF}, {\rm H}_{\rm prec.}, {\rm RH}$	0,755	+7,2	446	17.54

Tableau 5.3 – Résultats pour le satellite Aqua

Les données météorologiques disponibles seules permettent d'estimer les concentrations au sol (avec une certaine erreur). En effet, en retirant l'épaisseur optique du modèle numéro 4, les données météorologiques seules, sont corrélées à hauteur de R=0,38 avec les PM₁₀. À titre de comparaison, avec un ensemble complet de données météorologiques, Gupta & Christopher, 2009a ont obtenus un coefficient de corrélation de 0,58 sans AOT. Dans notre cas, les AOT dérivées de MODIS une fois couplées aux données météorologiques disponibles permettent d'améliorer la qualité de l'ajustement de +4,8% et de +7,2% pour Terra et Aqua respectivement. L'erreur dans l'estimation des PM₁₀, traduite par le RMSE est diminuée légèrement à chaque ajout de paramètres météorologiques. Après ajustement, les coefficients de régression α_2 , α_3 et α_4 s'avèrent être négatifs. L'augmentation de la fraction nuageuse, de la quantité de pluie ou du degré d'hygrométrie est donc (d'après nos résultats) anti-corrélée avec les concentrations mesurées au sol. Le phénomène de lessivage des aérosols par la pluie est donc traduit dans ce modèle par le signe négatif du coefficient α_3 .

Les coefficients de régression du modèle 2 permettent de convertir les données MODIS au-dessus de plusieurs villes de Guyane. Ainsi en annexe C sont proposées les séries temporelles des concentrations massiques estimées au dessus de cinq villes. Les séries temporelles mènent à la même conclusion que la figure 5.3 : Maripasoula, ville la plus retirée des côtes parmi les cinq, est bien moins impactée par les aérosols.

5.3.2 Prise en compte du jour de l'année

Dans de nombreuses études, les régressions linéaires sont scindées par saison (e.g. Zhang, Hoff, & Engel-Cox, 2009; Gupta & Christopher, 2009a). Admettant généralement une corrélation plus faible en hiver. Ici une autre approche a été essayée du fait des conditions climatiques particulières. Un modèle de régression multiple non linéaire a été expérimenté sur la période de 2003 à 2010 sans la distinction par semestre effectuée précedemment. En appliquant un facteur d'ajustement en fonction du jour de l'année serait considéré le déplacement de la zone intertropicale de convergence. Sachant que la ZCIT oscille périodiquement au-dessus de la Guyane et que l'équateur météorologique est proche de 5°N, le modèle intégrant une variation sinusoïdale est décrit par l'équation suivante :

$$PM_{10} = \alpha \times \tau_{A} + \gamma \times \sin(jj \times \frac{2\pi}{365.25} + \delta) + \beta$$
(5.3)

où jj est le jour julien, α , β , γ et δ sont les coefficients de régression. Le résultat est illustré sur la figure 5.4. Ce modèle permet d'augmenter le coefficient de corrélation de +2,6% à partir d'Aqua. Le coefficient R initialement à 0.632 devient égal à 0.648 avec ce modèle. Pour Terra les résultats sont similaires : une augmentation de +3.1%. (initialement R = 0.624 puis R = 0.643).



Figure 5.4 – Résultat de la régression multiple des PM_{10} en fonction du jour julien et de l'épaisseur optique. La surface admet un minimum lorsque la ZCIT est la plus éloignée de la Guyane. Inversement, pendant la période la plus active de transport de poussières, la surface admet un maximum

5.4 Évaluation des incertitudes et discussion

5.4.1 Origine des incertitudes

L'erreur dans l'estimation de la concentration au sol des modèles précédents proviennent d'une grande variété de sources :

- le profil vertical des aérosols
- la pollution locale mesurée par la station de type urbaine
- les incertitudes liées aux mesures des PM_{10}
- la comparaison en une zone plutôt qu'en un point
- les incertitudes relatives à l'inversion de τ_A (en particulier la contamination nuageuse et l'estimation de la réflectance de surface)
- la variabilité des propriétés microphysiques des aérosols dans le temps et le long de la colonne atmosphérique.
- l'effet de l'humidité relative (ou degré d'hygrométrie)
- l'approximation des aérosols en forme sphérique

Le fait d'avoir une seule station fixe de mesure, qui plus est de type urbaine, ne permet pas d'avoir une mesure représentative des $10 \times 10 \text{ km}^2$ observés par le satellite. Néanmoins, la confrontation des mesures de la station mobile réalisée en 2010 à démontré que pendant le premier semestre, les mesures de PM₁₀ des deux stations (fixe et mobile) étaient corrélées à 96%. La pollution locale doit certainement jouer un rôle bien plus prépondérant sur le second semestre et expliquerait en partie la faible corrélation (R proche de 0,22).

Van Donkelaar et al., 2006 ont comparé les épaisseurs optiques déduit de MODIS et MISR avec les concentrations d'aérosols mesurées au Canada et aux États-Unis, et ont conclu que le profil vertical relatif à l'extinction des aérosols est le facteur le plus important affectant la relation entre ces deux mesures. De façon générale, la répartition verticale des aérosols est difficilement accessible depuis les capteurs passifs. Pour la déterminer, il faut avoir recours à des capteurs actifs comme le lidar CALIPSO ou des modèles de chimie-transport.

5.4.2 Discussion

Le coefficient de corrélation R proche de 0,7 obtenu ici avec les deux MODIS est du même ordre de grandeur que la majorité des études référencées dans Hoff & Christopher, 2009. Il faut tout de même noter qu'aucune référence dans un climat tropical n'existe à l'heure actuelle. Les erreurs dans les mesures d'inversion d'AOT se propagent directement dans la précision avec laquelle les PM_{10} peuvent être estimées. Les incertitudes étant nombreuses (5.4.1), l'ajout de quelques paramètres météorologiques permet toutefois d'augmenter la qualité de l'estimation des PM_{10} (augmentation de 7,2% pour Aqua et 4,8% pour Terra). Les données quotidiennes de hauteur de couche limite n'existent pas en Guyane, des tests ont été effectués avec les radiosondages pour dériver la hauteur de la couche limite suivant la méthode de Seidel et al., 2010. Malheureusement l'insertion des hauteurs dans le modèle de régression linéaire multiple n'a pas été concluant, la corrélation ne s'est pas affinée comme attendu dans Gupta & Christopher, 2009a. La méthode décrite dans Seidel et al., 2010 n'a pas dû ou pu être correctement appliquée par manque de temps. Cette étude pourrait être complétée avec les données de température, d'humidité relative (journalières), de pluviométrie, de direction et de vitesse de vent mesurées par Météo-France en Guyane. De manière générale, les équations de régression sousestiment les hautes concentrations. Une étape suivante possible est l'estimation des PM_{10} par une autre méthode : les réseaux de neurones artificiels tels que décrit par Gupta & Christopher, 2009b.

Conclusion

Bien que la Guyane soit soumise à un climat tropical, l'estimation journalière des PM_{10} à partir d'épaisseurs optiques dérivées des radiomètres MODIS est réalisée avec une corrélation plutôt acceptable sur le premier semestre (R $\simeq 0.7$ pour les deux radiomètres). Sur la seconde partie de l'année, les variations de PM_{10} sont trop faibles pour être décelées correctement avec les AOT (R $\simeq 0.2$). L'étude sur cette période n'a donc pas été retenue par la suite. L'ajout de certains paramètres météorologiques, notamment ceux qui étaient disponibles (précipitations, humidité relative, fraction nuageuse), ont permis d'affiner cette estimation par régression linéaire multiple. De manière générale, le nombre de mesures d'AOT est assez pauvre. La couverture des radiomètres MODIS n'est pas quotidienne, et en cas de ciel couvert, l'inversion de l'épaisseur optique est impossible. Avec une zone de $0.6^{\circ} \times 0.6^{\circ}$ centrée sur la station, le taux de couverture ne représente que 28,3 et 31,5% pour Terra et Aqua respectivement. Cependant, la synergie des deux capteurs augmente ce taux et permet en moyenne une mesure tous les deux jours. Une meilleure résolution temporelle est possible via la série de satellites géostationnaires GOES. Toutefois, une investigation ultérieure est requise pour affiner le rapprochement entre mesures et estimations. La corrélation obtenue n'est pas suffisament significative (R $\simeq 0.3$).

D'après Hoff & Christopher, 2009, les données satellitaires sont un outil précieux et à moindre coût pour fournir des informations sur la qualité de l'air. Leurs hautes résolutions temporelles et spatiales sont un atout pour le suivi de la pollution au-dessus de grandes étendues, en particulier dans les zones où les mesures sont très sporadiques ou inexistantes. L'analyse effectuée dans la présente étude confirme cette affirmation, bien que de nombreuses incertitudes persistent. Les mesures dérivées de l'imagerie satellites ne sont pas autonomes pour quantifier la qualité de l'air. Il est nécessaire d'avoir des données satellitaires en synergie avec des mesures au sol pour évaluer la qualité de l'air relative aux aérosols. La cartographie des PM_{10} présentée en figure 5.3 peut servir de recommandation pour installer de nouvelles stations de mesures en Guyane. Une comparaison en diverses zones serait un plus pour rendre la télédétection plus robuste en Guyane et de ce fait permettrait de mieux apprécier les sources d'incertitudes.

De nouvelles perspectives sont possibles à courts ou moyens termes pour la télédétection des aérosols en Guyane. En effet, l'université des Antilles et de la Guyane (UAG) a prévu l'aquisition d'un photomètre solaire. Les données issues du TEOM mesurant les $PM_{2.5}$ devrait permettre d'ici quelques temps, lorsque le nombre d'échantillons sera suffisant, de faire des comparaisons avec les épaisseurs optiques dérivées des satellites. De manière plus globale, le lancement de nouveaux satellites permettant l'étude de l'atmosphère sont prévus, notamment GOES-R dont le nombre de canaux passera de 5 à 16 (2 dans le domaine du visible contre 1 actuellement). La résolution temporelle devrait être multipliée par 5 et la résolution spatiale par 2. Ces nouvelles spécifications devraient permettre à GOES-R d'inverser les AOT de manière plus précise et à une cadence d'échantillonnage plus élevée. Son tir est toutefois prévu pour 2015 (GOES-R Home Page, 2011).

Symboles

Symbole	Signification	Unité
α	Coefficient d'Angström	
CF	Fraction nuageuse	
H	Hauteur de la couche d'aérosols	m
$H_{\text{prec.}}$	Hauteur des précipitations	$\mathbf{m}\mathbf{m}$
$\dot{k}_{ m ext}$	Coefficient d'extinction	m^{-1}
L	Luminance	$W.m^{-2}.sr^{-1}$
λ	Longueur d'onde	μm
n(r)	Distribution de taille	$\mu m^{-1}.cm^{-3}$
\tilde{n}	Indice de réfraction complexe	
$n_{ m re}$	Indice de réfraction réel	
$n_{ m im}$	Indice de réfraction imaginaire	
μ_s	Cosinus de l'angle zénithal solaire	
μ_v	Cosinus de l'angle zénithal de visée	
ω_0	Albedo de diffusion simple	
$P(\Theta)$	Fonction de phase	
ϕ	Flux radiatif	W
arphi	Angle azimutal	rad
PM_{10}	Concentration des particules $<$ 10 μm	$\mu g.m^{-3}$
$PM_{2.5}$	Concentration des particules $<2.5~\mu m$	$\mu g.m^{-3}$
$Q_{ m ext}$	Coefficient d'efficacite d'extinction	
R	Réflectance	
r	Rayon des particules	μm
$r_{ m eff}$	Rayon effectif	μm
RH	Humidité relative	
ho	Masse volumique	$g.cm^{-3}$
σ_{ext}	Section efficace d'extinction	μm^2
$\tau_{\rm A}$ ou AOD ou AOT	Épaisseur optique des aérosols	
Θ	Angle de diffusion	rad
$ heta_s$	Angle zénithal solaire	rad
$ heta_v$	Angle zénithal de visée	rad

Annexe A

Moyenne de l'AOT MODIS Aqua



Figure A.1 – Cartographie de l'épaisseur optique au-dessus de la Guyane réalisée avec les données MODIS Aqua sur une grille de $0,1^{\circ} \times 0,1^{\circ}$. En haut apparaît la moyenne sur le premier semestre des années 2003 à 2010 et en bas sur le second semestre. Le nombre d'échantillons (sur la partie de droite) permet d'avoir un certain regard sur le nombre d'inversions d'AOT au-dessus de la Guyane

Annexe B

Relation entre PM et AOT

En faisant l'hypothèse de sphéricité et d'homogénéité des particules à la manière de l'équation 2.2, la concentration massique à la surface obtenue après séchage des échantillons d'air prélevés est donné par :

$$PM = \frac{4}{3}\pi\rho \int r^3 n_{sec}(r)dr \tag{B.1}$$

où $n_{\text{sec}}(r)$ décrit la distribution granulométrique des aérosols dans des conditions sèches et ρ est la masse volumique des aérosols. L'épaisseur optique de la colonne atmosphérique contenant les aérosols d'hauteur H est donnée par (la dépendance spectrale est volontairement omise) :

$$\tau_{\rm A} = \pi \int_0^H \int_0^\infty Q_{\rm ext,amb}(r,\tilde{n}) n_{\rm amb}(r) r^2 dr dz = \pi f(RH) \int_0^H \int_0^\infty Q_{\rm ext,sec}(r,\tilde{n}) n_{\rm sec}(r) r^2 dr dz \quad (B.2)$$

où $n_{amb}(r)$ est la distribution en taille dans les conditions ambiantes d'humidité relative, $Q_{ext,amb}$ est l'efficacité d'extinction en conditions ambiantes, $Q_{ext,sec}$ est l'efficacité d'extinction dans des conditions sèches, et f(RH) est le rapport du coefficient d'extinction ambiant et sec. Les efficacités d'extinction proviennent de la théorie de Mie et sont indiquées pour un indice de réfraction complexe \tilde{n} . Le coefficient d'efficacité d'extinction intégrant la granulométrie est défini comme :

$$\langle Q_{\text{ext}} \rangle = \frac{\int r^2 Q_{\text{ext}}(r, \tilde{n}) n(r) dr}{\int r^2 n(r) dr}$$
(B.3)

Le rayon effectif des particules est le rayon moyen pondéré par la surface des particules :

$$r_{\rm eff} = \frac{\int n(r)\pi r^3 dr}{\int n(r)\pi r^2 dr} \tag{B.4}$$

En combinant les équations B.1 à B.4, nous obtenons :

$$PM = \frac{4}{3}\rho r_{\text{eff}} \frac{\tau_{\text{A}}}{Hf(RH) \langle Q_{\text{ext,sec}} \rangle}$$
(B.5)

(Koelemeijer et al., 2006)

Annexe C

Séries temporelles des concentrations estimées au-dessus de cinq villes de Guyane

Les séries temporelles suivantes sont réalisées à partir du modèle 2 de la section 5.3 qui permet d'extrapoler la relation linéaire obtenue à d'autres villes de Guyane. Sur chaque figure (une pour chaque année), la courbe noire représente les concentrations mesurées par le TEOM de la station fixe de Cayenne. Les autres courbes, généralement discontinues par l'absence de données, sont les concentrations estimées à partir des radiomètres MODIS. Les données estimées à partir d'Aqua ont la priorité par rapport à celle provenant de Terra, c'est-à-dire que les jours où les données Aqua sont inexistantes, les données provenant de Terra sont utilisées. La raison de ce choix est que Aqua possède la meilleure corrélation avec les concentrations *in-situ*. La synergie des deux capteurs représente un taux de couverture au-dessus de Cayenne de 54,1% sur les huit années d'étude, soit une mesure approximativement tous les deux jours. Sur la première série (C.1), la courbe bleue est la concentration estimée à Cayenne et devrait correspondre le mieux possible au tracé noir. Le coefficient de corrélation R entre mesures et estimations à Cayenne est inscrit pour chaque année. Sur la deuxième série (C.2), les courbes vertes, rouges, jaunes et oranges sont respectivement associées aux villes de Saint-Laurent-du-Maroni, Kourou, Maripasoula et Saint-Georges-de-l'Oyapock.



Annexe C. Séries temporelles des concentrations estimées au-dessus de cinq villes de Guyane

C.1 Serie 1 - Cayenne



— Mesures : Cayenne — Estimation : Cayenne



Annexe C. Séries temporelles des concentrations estimées au-dessus de cinq villes de Guyane

— Mesures : Cayenne — Estimation : Cayenne



Annexe C. Séries temporelles des concentrations estimées au-dessus de cinq villes de Guyane

— Mesures : Cayenne — Estimation : Cayenne

Annexe C. Séries temporelles des concentrations estimées au-dessus de cinq villes de Guyane



C.2 Serie 2 - Kourou, Maripasoula, Saint-Georges, Saint-Laurent



Annexe C. Séries temporelles des concentrations estimées au-dessus de cinq villes de Guyane



Annexe C. Séries temporelles des concentrations estimées au-dessus de cinq villes de Guyane

Annexe D

AASQA

Mission d'une AASQA

Une AASQA est une association agréées pour la surveillance de la qualité de l'air et conformément à la loi sur l'air et l'utilisation rationnelle de l'énergie (LAURE), les associations regroupent quatre collèges, qui sont équitablement représentés au sein des Conseils d'Administration par :

- Les Préfets et Services de l'Etat
- Les Collectivités locales et territoriales
- Les Emetteurs (transporteurs, industriels...)
- Les Associations de protection de l'environnement et des consommateurs et personnalités qualifiées.

Leurs missions de base sont (en référence à la loi sur l'Air et l'Utilisation Rationnelle de l'Energie du 30 décembre 1996) :

- La mise en œuvre de la surveillance et de l'information sur la qualité de l'air
- La diffusion des résultats et des prévisions
- La transmission immédiate aux préfets des informations relatives aux dépassements ou prévisions de dépassements des seuils d'alerte et de recommandations.

Réglementation sur les particules

D'après l'article R221-1 du code de l'environnement la réglementation en vigueur à ce jour pour les particules d'une taille inférieur à 10 et 2,5 μ m est reportée sur le tableau D.1. Les définitions indiquées sous le tableau sont reportées à l'identique depuis l'article R221-1.

	Période de calcul	Particules PM_{10}	Particules $PM_{2.5}$
	de la moyenne		
Objectif de qualité	Année civile	$30 \ \mu \mathrm{g.m^{-3}}$	$10 \ \mu g.m^{-3}$
Valeurs limites pour	Année civile	$40 \ \mu {\rm g.m^{-3}}$	$25 \ \mu \mathrm{g.m^{-3}}$
la protection de la santé			
Seuil d'information et	Journée	$50 \ \mu \mathrm{g.m^{-3}}$	-
de recommandation			
Seuil d'alerte	Journée	$80 \ \mu g.m^{-3}$	-

Tableau D.1 – Valeurs seuils faisant référence à la réglementation en vigueur

Objectif de qualité : "un niveau à atteindre à long terme et à maintenir, sauf lorsque cela n'est pas réalisable par des mesures proportionnées, afin d'assurer une protection efficace de la santé humaine et de l'environnement dans son ensemble."

Valeur limite : "un niveau à atteindre dans un délai donné et à ne pas dépasser, et fixé sur la base des connaissances scientifiques afin d'éviter, de prévenir ou de réduire les effets nocifs sur la santé humaine ou sur l'environnement dans son ensemble."

Seuil d'information et de recommandation : "un niveau au-delà duquel une exposition de courte durée présente un risque pour la santé humaine de groupes particulièrement sensibles au sein de la population et qui rend nécessaires l'émission d'informations immédiates et adéquates à destination de ces groupes et des recommandations pour réduire certaines émissions."

Seuil d'alerte : "un niveau au-delà duquel une exposition de courte durée présente un risque pour la santé de l'ensemble de la population ou de dégradation de l'environnement, justifiant l'intervention de mesures d'urgence."

Indice de la qualité de l'air

L'indice de la qualité de l'air est un indicateur visant à communiquer au public l'état de pollution de l'air. Quatre concentrations de polluant sont ainsi mesurées en continues pour fournir un sousindice, parmi lesquels les PM_{10} , le dioxyde de soufre, les dioxydes d'azote et l'ozone. Le sous-indice le plus élevé donne l'indice final. Dans le cas des particules fines le sous-indice est calculé à partir des concentrations journalières comme indiqué ci-dessous dans la table de correspondance :

Indice	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
PM_{10}	0 à	10 à	20 à	30 à	40 à	50 à	65à	80 à	100 à	\geq
	9	19	29	39	49	64	79	99	124	125

Tableau D.2 – Les concentrations sont exprimées en microgrammes par mètre cube $(\mu g/m^3)$. Les couleurs correspondent respectivement à un air bon, moyen et médiocre

Références

- Abdou, W., Diner, D., Martonchik, J., Bruegge, C., Kahn, R., Gaitley, B., et al. (2005). Comparison of coincident multiangle imaging spectroradiometer and moderate resolution imaging spectroradiometer aerosol optical depths over land and ocean scenes containing aerosol robotic network sites. *Journal of Geophysical research*, 110, D10S07. 22
- Baron, P., Kulkarni, P., & Willeke, K. (2011). Aerosol measurement : principles, techniques, and applications. Wiley. 20
- Caquineau, S. (1997). Les sources des aérosols sahariens transportés au dessus de l'atlantique tropical nord : localisation et caractéristiques minéralogiques. Thèse de doctorat, Université Paris 7. 10
- Fraser, R. (1976). Satellite measurement of mass of sahara dust in the atmosphere. Applied Optics, 15(10), 2471-2479. 17
- Gao, B., Montes, M., Li, R., Dierssen, H., & Davis, C. (2007). An atmospheric correction algorithm for remote sensing of bright coastal waters using MODIS land and ocean channels in the solar spectral region. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(6), 1835-1843. 23
 CODE D. I. (2011) A. (1) bits of the solar spectral region. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(6), 1835-1843. 23
- GOES-R home page. (2011, Août). http://www.goes-r.gov/. 35
- Gupta, P., & Christopher, S. (2008). Seven year particulate matter air quality assessment from surface and satellite measurements. Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, 8(1), 327-365. 23, 29
- Gupta, P., & Christopher, S. (2009a). Particulate matter air quality assessment using integrated surface, satellite, and meteorological products : 1 - Multiple regression approach. Journal of Geophysical Research, 114. 27, 32, 33, 34
- Gupta, P., & Christopher, S. (2009b). Particulate matter air quality assessment using integrated surface, satellite, and meteorological products : 2 - A neural network approach. Journal of Geophysical Research, 114. 27, 28, 34
- Gupta, P., Christopher, S., Wang, J., Gehrig, R., Lee, Y., & Kumar, N. (2006). Satellite remote sensing of particulate matter and air quality assessment over global cities. Atmospheric Environment, 40(30), 5880-5892. 27
- Hess, M., Koepke, P., & Schult, I. (1998). Optical properties of aerosols and clouds : The software package OPAC. Bulletin of the American meteorological society, 79(5), 831-844. 11, 25
- Hoff, R., & Christopher, S. (2009). Remote sensing of particulate pollution from space : have we reached the promised land. Journal of the Air & Waste Management Association, 59, 645-675. 18, 27, 34, 35
- Holben, B., Eck, T., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J., Setzer, A., et al. (1998). AERONET A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sensing of Environment*, 66(1), 1-16. 15
- Hutchison, K., Smith, S., & Faruqui, S. (2005). Correlating MODIS aerosol optical thickness data with ground-based PM_{2.5} observations across texas for use in a real-time air quality prediction system. Atmospheric Environment, 39(37), 7190-7203. 23
- Ichoku, C., Chu, D., Mattoo, S., Kaufman, Y., Remer, L., Tanré, D., et al. (2002). A spatio-temporal approach for global validation and analysis of MODIS aerosol products. *Geophysical Research Letters*, 29(12), 8006. 17, 28, 29

- Kacenelenbogen, M., Léon, J., Chiapello, I., & Tanré, D. (2006). Characterization of aerosol pollution events in france using ground-based and POLDER-2 satellite data. Atmospheric Chemistry and Physics, 6(12), 4849. 27
- Kahn, R., Li, W., Moroney, C., Diner, D., Martonchik, J., & Fishbein, E. (2007). Aerosol source plume physical characteristics from space-based multiangle imaging. *Journal of geophysical research*, 112, D11205. 18
- Kaufman, Y., Wald, A., Remer, L., Gao, B., Li, R., & Flynn, L. (1997). The MODIS 2.1-μm channel-correlation with visible reflectance for use in remote sensing of aerosol. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 35(5), 1286-1298. 17, 22
- Kellogg, C., & Griffin, D. (2006). Aerobiology and the global transport of desert dust. Trends in ecology & evolution, 21(11), 638-644. 1
- Knapp, K., Frouin, R., Kondragunta, S., & Prados, A. (2005). Toward aerosol optical depth retrievals over land from GOES visible radiances : determining surface reflectance. *International journal* of remote sensing, 26(18), 4097-4116. 17, 25, 31
- Koelemeijer, R., Homan, C., & Matthijsen, J. (2006). Comparison of spatial and temporal variations of aerosol optical thickness and particulate matter over Europe. Atmospheric Environment, 40(27), 5304-5315. 28, 38
- Kohonen, T. (1988). An introduction to neural computing. Neural networks, 1(1), 3–16. 28
- Kokhanovsky, A. (2008). Aerosol optics. 9, 10
- Kokhanovsky, A., & De Leeuw, G. (2009). Satellite aerosol remote sensing over land. Springer Verlag. 15, 17
- Koren, I., Kaufman, Y., Washington, R., Todd, M., Rudich, Y., Vanderlei Martins, J., et al. (2006). The Bodélé depression : a single spot in the Sahara that provides most of the mineral dust to the Amazon forest. *Environmental Research Letters*, 1. 2, 4
- Legrand, M., Desbois, M., & Vovor, K. (1988). Satellite detection of saharan dust : Optimized imaging during nighttime. Journal of climate, 1, 256-264. 15
- Liu, Y., Park, R., Jacob, D., Li, Q., Kilaru, V., & Sarnat, J. (2004). Mapping annual mean groundlevel PM_{2.5} concentrations using multiangle imaging spectroradiometer aerosol optical thickness over the contiguous united states. *Journal of Geophysical Research*, 109, 3269-3278. 27
- Liu, Y., Sarnat, J., Kilaru, V., Jacob, D., & Koutrakis, P. (2005). Estimating ground-level PM_{2.5} in the eastern United States using satellite remote sensing. *Environmental science & technology*, 39(9), 3269-3278. 27
- Martin, R. (2008). Satellite remote sensing of surface air quality. *Atmospheric Environment*, 42(34), 7823-7843. 18
- Mekler, Y., Quenzel, H., Ohring, G., & Marcus, I. (1977). Relative atmospheric aerosol content from ERTS observations. Journal of Geophysical Research, 82(6), 967-970. 17
- Meng, Z., Yang, P., Kattawar, G., Bi, L., Liou, K., & Laszlo, I. (2010). Single-scattering properties of tri-axial ellipsoidal mineral dust aerosols : A database for application to radiative transfer calculations. *Journal of Aerosol Science*, 41(5), 501-512. 9

Meteorological equator. (2011, Août). http://www.eumetcal.org/euromet/glossary/meteor11.htm. 5

MODIS atmosphere. (2011, Juin). http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/. 23

- MODIS overview, LP DAAC, ASTER and MODIS land data products and services. (2011, Août). https://lpdaac.usgs.gov/lpdaac/products/modis_overview/. 23
- Ndour, M., D'Anna, B., George, C., Ka, O., Balkanski, Y., Kleffmann, J., et al. (2008). Photoenhanced uptake of NO₂ on mineral dust : Laboratory experiments and model simulations. *Geophysical Research Letters*, 35(5). 2
- Paciorek, C., Liu, Y., Moreno-Macias, H., & Kondragunta, S. (2007). Spatio-temporal associations between GOES aerosol optical depth retrievals and ground-level PM_{2.5}. Harvard University Biostatistics Working Paper Series, 74. 19, 31

- Pavolonis, M., Heidinger, A., & Uttal, T. (2005). Daytime global cloud typing from AVHRR and VIIRS : Algorithm description, validation, and comparisons. *Journal of Applied Meteorology*, 44(6), 804–826. 25
- Pelletier, B., Santer, R., & Vidot, J. (2007). Retrieving of particulate matter from optical measurements: A semiparametric approach. Journal of Geophysical research. 27
- Pierangelo, C. (2005). Apports du sondage infrarouge à l'étude des aérosols atmosphériques. Thèse de doctorat. 8
- Prados, A., Kondragunta, S., Ciren, P., & Knapp, K. (2007). GOES aerosol/smoke product (GASP) over north america : comparisons to AERONET and MODIS observations. *Journal of Geo*physical Research. 19, 25
- Prospero, J., Blades, E., Naidu, R., Mathison, G., Thani, H., & Lavoie, M. (2008). Relationship between African dust carried in the Atlantic trade winds and surges in pediatric asthma attendances in the Caribbean. *International journal of biometeorology*, 52(8), 823-832.
- Remer, L., Tanré, D., Kaufman, Y., Levy, R., & Mattoo, S. (2009). Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol from MODIS : Collection 005. National Aeronautics and Space Administration. 22
- Renoux, A., & Boulaud, D. (1998). Les aérosols : physique et métrologie. Lavoisier Technique & Documentation. 20
- Rohen, G., Hoyningen-Huene, W. von, Kokhanovsky, A., Dinter, T., Vountas, M., & Burrows, J. (2011). Retrieval of aerosol mass load (PM₁₀) from MERIS/Envisat top of atmosphere spectral reflectance measurements over germany. *Atmospheric Measurement Techniques*, 4, 523–534. 18
- Schoeberl, M., Douglass, A., Hilsenrath, E., Bhartia, P., Beer, R., Waters, J., et al. (2006). Overview of the EOS Aura mission. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 44(5), 1066-1074. 15
- Schwartz, S., & Andreae, M. (1996). Uncertainty in climate change caused by aerosols. Science, 272(5265), 1121. 2
- Seidel, D., Ao, C., & Li, K. (2010). Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations : Comparison of methods and uncertainty analysis. *Journal of Geophysical Research*, 115. 34
- Shinn, E., Smith, G., Prospero, J., Betzer, P., Hayes, M., Garrison, V., et al. (2000). African dust and the demise of caribbean coral reefs. *Geophysical Research Letters*, 27(19), 3029–3032.
- TRMM. (2011, Août). http://trmm.gsfc.nasa.gov/. 26
- Van Donkelaar, A., Martin, R., & Park, R. (2006). Estimating ground-level PM_{2.5} with aerosol optical depth determined from satellite remote sensing. *Journal of Geophysical Research*, 111. 34
- Vidot, J., Santer, R., & Ramon, D. (2007). Atmospheric particulate matter (PM) estimation from SeaWiFS imagery. *Remote Sensing of Environment*, 111(1), 1–10. 18
- Wang, J., & Christopher, S. (2003). Intercomparison between satellite derived aerosol optical thickness and PM_{2.5} mass : Implications for air quality studies. *Geophysical Research Letters*, 30(21), 2095. 27, 30
- Zhang, H., Hoff, R., & Engel-Cox, J. (2009). The Relation between Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Aerosol Optical Depth and PM_{2.5} over the United States : A Geographical Comparison by U.S. Environmental Protection Agency Regions. Journal of the Air & Waste Management Association, 59(11), 1358-1369. 33
- Zone de convergence intertropicale Météo-France. (2011, Août). http://comprendre.meteofrance .com/. 5